

DER VULKANISMUS

VON

DR. F. v. WOLFF

PROFESSOR DER MINERALOGIE UND GEOLOGIE
AN DER TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZU DANZIG

ZWEI BÄNDE

I. BAND: ALLGEMEINER TEIL

1. HÄLFTE

DAS MAGMA UND SEIN GEOLOGISCHER GESTALTUNGSVORGANG
DIE VULKANISCHEN ERSCHEINUNGEN DER TIEFE
DER SUBMARINE VULKANISMUS

MIT 80 TEXTABBILDUNGEN



VERLAG VON FERDINAND ENKE STUTTGART

1913

Verlag von FERDINAND ENKE in STUTTGART.

Lehrbuch der Geologie

von Geh. Rat Prof. Dr. E. Kayser.

Zwei Bände.

I. Teil: Allgemeine Geologie. Vierte Auflage.

Mit 611 Textabbildungen Lex. 8°. 1912. geh. M. 22.40; in Halbfrz. geb. M. 25.—.

II. Teil: Geologische Formationskunde. Vierte Auflage.

Mit 185 Textabbildungen und 92 Versteinerungstafeln. Lex. 8°. 1911.
geh. M. 20.—; in Halbfrz. geb. M. 22.60.

Lehrbuch der praktischen Geologie

Arbeits- und Untersuchungsmethoden auf dem Gebiete
der Geologie, Mineralogie und Paläontologie

von Geh. Rat Prof. Dr. K. Keilhack.

Mit Beiträgen von Prof. Dr. E. v. Drygalski in München, Prof. Dr. E. Kaiser in Giessen, Prof. Dr. P. Krusch in Berlin, Prof. Dr. S. Passarge in Breslau, Prof. Dr. A. Rothpletz in München, Prof. Dr. K. Sapper in Tübingen und A. Sieberg in Strassburg i. Els.

Zweite, völlig neubearbeitete Auflage. Mit 2 Doppeltafeln und 348 Abbildungen
im Text. Lex. 8°. 1908. geh. M. 20.—; in Leinw. geb. 21.40.

Lehrbuch der Mineralogie

von Geh. Rat Prof. Dr. F. Klockmann.

Fünfte und sechste verbesserte und vermehrte Auflage.

Mit 562 Textabbildungen und einem Anhang:

Tabellarische Uebersicht (Bestimmungstabellen) über die
250 wichtigsten Mineralien.

Lex. 8°. 1912. geh. M. 15.—; in Halbfrz. geb. M. 17.60.

Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung

von Geh. Rat Prof. Dr. F. Beyschlag, Prof. Dr. P. Krusch
und Prof. Dr. J. H. L. Vogt.

Drei Bände.

I. Band: Erzlagerstätten. Allgemeines. Magmatische Erzausscheidungen. Kontaktlagerstätten. Zinnsteingang-Gruppe und Quecksilbergang-Gruppe.

Mit 291 Abbildungen. Lex. 8°. 1910. geh. M. 15.60; in Leinw. geb. M. 17.—.

II. Band erscheint demnächst.

Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten

von Prof. Dr. P. Krusch,

Abteilungsdirigent a. d. kgl. Geologischen Landesanstalt und
Dozent für Erzlagerstätten a. d. kgl. Bergakademie zu Berlin.

Zweite, neubearbeitete Auflage.

Mit 125 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. geh. M. 17.—; in Leinw. geb. M. 18.40.

551.21
W85
v.1

Vorwort.

Es mag vielleicht gewagt erscheinen in der gegenwärtigen Zeit, wo die Anschauungen über das vulkanische Phänomen so sehr im Fluss sich befinden und experimentelle Untersuchungen wie die von Brun über die Rolle des Wasserdampfes bei den heutigen Eruptionen an den Fundamenten der bisherigen Vorstellung rütteln, an eine Bearbeitung dieses Kapitels der dynamischen Geologie heranzutreten.

Aber gerade in einem derartigen Zeitpunkt ist eine zusammenfassende Darstellung unseres Wissens mit Hinweisen auf die noch ungelösten Probleme eine besonders reizvolle Aufgabe, die der Klärung der Ansichten nur förderlich sein kann und weitere Beiträge zur Lösung der verschiedenen Fragen zu bringen vermag.

So habe ich denn mit Freuden die mir vom Verlag gestellte Aufgabe in Angriff genommen und bin mir der Schwierigkeit sehr wohl bewusst, die eine Bearbeitung der so umfangreichen Materie mit sich bringt, welche in das Grenzgebiet einer ganzen Reihe von Disziplinen fällt. Mögen deshalb etwaige Unzulänglichkeiten eine nachsichtige Beurteilung erfahren.

Die rein deskriptive Betrachtungsweise der vulkanischen Gebilde hat die tiefere Erkenntnis des Wesens der vulkanischen Erscheinungen nicht in befriedigender Weise gefördert. Es soll daher in dem vorliegenden Buch die petrographische, physikalische und chemische Seite des Problems eine ganz besondere Berücksichtigung erfahren.

Während der Bearbeitung ergab sich die Notwendigkeit, den Begriff der vulkanischen Erscheinungen nicht nur auf die sichtbaren Vorgänge auf der Erdoberfläche zu beschränken, sondern möglichst weit zu fassen und die Intrusionsvorgänge innerhalb der Erdkruste in den Kreis der Betrachtung hineinzuziehen. Stehen doch beide Phänomene in innigstem Zusammenhang und enger Wechselwirkung. Dass der Vulkanismus der geologischen Vergangenheit nicht hinter dem der Gegenwart zurückzutreten hat, braucht keiner besonderen Erklärung. Damit wächst der Umfang der zu behandelnden Materie.

56/57-0.

Das Werk ist in zwei Bänden angelegt. Der erste Band beschäftigt sich mit dem allgemeinen Teil. Es wird der Versuch unternommen, die äusseren Erscheinungsformen des Vulkanismus aus den physikalischen Bedingungen, unter denen sich das Phänomen jeweilig abspielt, herzu-leiten. Dieselben sind verschieden in den verschiedenen Tiefenstufen, in der Erdkruste, im Meere und auf dem Lande. Dementsprechend ist die Äusserung der vulkanischen Kräfte auch eine verschiedene, mit anderen Worten, der geologische Gestaltungsvorgang des vulkanischen Magmas verläuft in den verschiedenen Zonen oder Tiefenstufen der Erde in verschiedener Weise.

Ihn darzustellen, ist die Aufgabe des ersten Bandes, dessen erste Hälfte ich hiermit zuerst der Öffentlichkeit übergebe.

Der zweite Band (spezieller Teil) soll eine Darstellung der wichtigsten Vulkangebiete der Erde bringen. Neben den morphologischen Eigenarten soll besonderes Gewicht auf die Feststellung des geologischen Alters, der Eruptionsfolge, der petrographischen Natur der geförderten Laven gelegt und die Beziehungen zum tektonischen Aufbau des Untergrundes aufgesucht werden.

Die wichtigste Literatur ist am Schluss eines jeden Kapitels zusammengestellt, sie dient in erster Linie als Belege für den behandelten Stoff. Die gesamte vulkanologische Literatur vollständig zu zitieren, erwies sich bei ihrem grossen Umfang als unmöglich. Ich habe mich bemüht, die neuere Literatur anzuführen und die Schriften zu nennen, die die älteren Arbeiten zusammenstellen.

Ich möchte an dieser Stelle meinen Dank an meine Kollegen, zumal den Herren Prof. Dr. O. Ruff und Prof. Dr. F. Krüger, für ihre Belehrung und manchen wertvollen Ratschlag aussprechen.

Ferner bin ich zu grossem Dank meinen Assistenten, den Herren Privatdozent Dr. E. Lehmann, Diplomingenieur Dr. ing. Th. Lange und Dr. C. von See, verpflichtet, die mich bei der Anfertigung der Abbildungen und dem Lesen der Korrekturen unterstützt haben.

Nicht zum wenigsten gebührt mein Dank dem Herrn Verleger, der durch sein weitgehendes Entgegenkommen mir die Erreichung des gesteckten Zieles ermöglicht hat.

Somit übergebe ich dieses Werk, die Frucht mehrjähriger Arbeit, der Öffentlichkeit; möge es eine günstige Aufnahme finden und dazu beitragen, die Erkenntnis der Wahrheit zu fördern.

Danzig-Langfuhr. März 1913.

F. von Wolff.

I n h a l t.

	Seite
I. Kapitel. Einleitung	1
Die Definition der vulkanischen Erscheinungen. — Begriff des Magmas. — Definition des Vulkans.	
Die vulkanischen Erscheinungen der Gegenwart und der geologischen Ver- gangenheit, der Oberfläche und der Erdtiefe als eine einheitliche Gruppe von Erscheinungen. — Erweiterte Abgrenzung des Begriffs des Vulkanismus.	
Behandlungsprinzipien des Problems des Vulkanismus	5
Abgrenzung des Schauplatzes vulkanischer Begebenheiten. — Die stofflich zweigeteilte Erde. — Vulkanismus, eine Erscheinung der Lithosphäre, der Eisenkern bleibt unbeteiligt. — Engere Begrenzung des Schauplatzes. — Die Umarbeitungszone Ampferers, ihre Mächtigkeit	7
Die Stellung der vulkanischen Erscheinungen zu anderen dynamischen Äus- serungen in der Erde. — Die Ursachen der dynamischen Vorgänge in der Erde.	
Tellurischer, lunarer und kosmischer Vulkanismus	9
Die äusseren physikalischen Bedingungen, besonders Temperatur und Druck, bedingen die Verschiedenheit der vulkanischen Erscheinungen in den ver- schiedenen Regionen in und auf der Erde und bei dem ausserirdischen Vulkanismus.	
Die vulkanischen Phasen.	
Intrusionsphase mit der abyssischen und hypoabyssischen Phase. — Die Extrusionsphase	10
Einteilung des Stoffes.	
Literatur	11
II. Kapitel. Der Schauplatz der vulkanischen Tätigkeit und die daselbst herr- schenden äusseren physikalischen Bedingungen	13
Temperatur	13
Geothermische Tiefenstufe, Temperaturgradient. — Seine Abhängigkeit von äusseren Bedingungen. — Unmöglichkeit, ein Temperaturogesetz für die Erde aufzustellen. — Mächtigkeit der festen Erdrinde.	
Der Druck und die Spannungsverteilung in der Erde	16
Belastungsdruck im Gestein und Wasser. — Die Spannungsverteilung in einer sich abkühlenden Erdkugel. — Tensionsschale und Kompressions- schale, ihre Mächtigkeiten, spannungslose Niveaufläche, ihre Lage.	

	Seite
Die Einwirkung des Druckes auf die Materie	20
Hydrostatischer und gerichteter Druck und ihre Wirkung auf die Materie. — Elastische Deformationen, bleibende Deformationen. — Bruchlose Umformung. — Chemische Umformung. — Das Entstehungsgebiet der kristallinen Schiefer und das Gebiet vulkanischer Intrusionen, Regionen der Verdichtung und der Auflockerung. — Die Spaltenfrage. — Klaffende und geschlossene Spalten. — Die Tiefe, bis zu welcher Hohlräume existenzfähig sind. Adams Versuche.	
Die Gliederung des Schauplatzes vulkanischer Tätigkeit in Tiefenstufen	25
Zone der Oberfläche (Zone der Atmosphäre). — Zone der Hydrosphäre. Zone des Abbaues (Zone des Katamorphismus). — Zone des Aufbaues (Zone des Anamorphismus). — Magmazone. — Gebiet der Kristallisation unter Volumenkontraktion, maximaler Schmelzpunkt, Gebiet der Kristallisation unter Volumenausdehnung. — Die Barysphäre. — Schematischer Durchschnitt durch die Erde, die Tiefengliederung angehend.	
Literatur	32
III. Kapitel. Die physikalischen Eigenschaften des Magmas und sein geologischer Gestaltungsvorgang	34
Magma und Eruptivgestein. — Die gesteinsbildenden Mineralien.	
Schmelz- und Umwandlungstemperaturen gesteinsbildender Mineralien	34
Schmelztemperaturen der Gesteine. Temperaturen des Magmas	35
Ihre Bestimmungsmethoden. — Das geologische Thermometer.	
Die Dichte des Magmas	43
Volumenänderung beim Schmelzen und Kristallisieren. — Methoden der Bestimmung. — Doelters Schwimmversuche. — Messungen von Barus und Joly. — Dichteunterschiede von Kristallen und ihren Gläsern verglichen bei gleichen Temperaturen. — Änderung der Dichte der Silikate mit Temperatur und Druck. — Schwimmen und Untersinken von festem Gestein im Magma. — Lösungskontraktion. — Anomale Dichteunterschiede von Gestein und dazu gehörigem Glas.	
Die Kristallisation des Magmas	51
Die physikalisch-chemische Auffassung vom Magma. — Dissoziation des Magmas. — Kristallisation und glasige Erstarrung. — Das Eutektikum. — Ausscheidungsfolge vom Standpunkt der eutektischen Lehre. — Lage des Eutektikums. — Verschiebung desselben durch Druck. — Ausscheidung von einander unabhängiger Komponenten. — Ausscheidung von Mischkristallen mit unbeschränkter Mischbarkeit, von Mischkristallen mit beschränkter Mischbarkeit. — Binäre, ternäre und komplexe Systeme und ihre Darstellung. — Eigenarten der Silikatschmelzen. — Unterkühlung und ihr Einfluss auf die Ausscheidung. — Kristallisationsvermögen und Wachstumsgeschwindigkeit gesteinsbildender Mineralien. — Grund für die Seltenheit wahrer Eutektstrukturen in Eruptivgesteinen.	
Die Strukturen der Eruptivgesteine und ihre Entstehung	63
Die holokristalline Struktur, die hypokristallinen und glasigen Strukturen. — Körnige Struktur und Porphyrrstruktur. — Die Bildungsfaktoren der Struktur. — Chemische Zusammensetzung des Magmas und die Länge des Kristallisationspatiums. — Das Kristallisationsvermögen und die Übersättigungserscheinungen. — Druck. — Abkühlungsdauer (Zeit). — Ortsveränderung des Magmas während der Kristallisation.	

Die gesteinsbildenden Mineralien	Seite 69
Akzessorische Bestandteile. — die wesentlichen Bestandteile. — Helle und dunkle Mineralien. — Mineralien hoher und tiefer Temperatur. — Rolle der Mineralisatoren bei der Mineralbildung.	
Die Gase und flüchtigen Bestandteile des Magmas	72
Methoden der Bestimmung. — Die Gase in Eruptivgesteinen, kristallinen Schiefen, Meteoriten nach den Analysen von Chamberlin und Brun. — Natur der Gase, ihre Abhängigkeit vom Gesteinscharakter, vom Alter des Gesteins. — Die Gasbestimmungen von Gautier. — Die Gasbestimmung von Brun, seine Bestimmungsmethode. — Die Beschaffenheit der vulkanischen Gase nach Brun. — Explosion der vulkanischen Gläser unterhalb des Schmelzpunkts. — Vulkanisch lebendige und tote Gesteine. — Gang der Gasentwicklung. — Bestimmung der Explosionstemperaturen durch Brun. — Die Brunsche Vulkantheorie. — Das Brunsche Gesetz: die Phase des Paroxysmus eines Vulkans ist wasserfrei. Chemische Beweise des Brunschen Gesetzes. — Physikalische Beweise. — Das Pechsteinproblem. — Versuche von Barus über Wasserglasbildung und Schlussfolgerungen für den Vulkanismus. — Kritik der Brunschen Vulkantheorie und die Konsequenzen aus seinen Ergebnissen.	
Herkunft der vulkanischen Gase	95
Méchanische Gaseinschlüsse im festen Gestein. — Okklusion der Gase. — Gasreaktionen im festen Gestein. — Gase im Magma. — Anwendung des Henryschen Absorptionsgesetz auf magmatische Gase. — Die magmatischen Gasreaktionen. — Vergleich des irdischen Magmas mit Meteoritenmagmen.	
Die magmatischen Gasgleichgewichte	99
Die allgemeinen physikalisch-chemischen Gesetze der Gasreaktionen	100
Massenwirkungsgesetz. — Die Phasenregel. — Vollständige und unvollständige heterogene Gleichgewichte. — Abhängigkeit des Gleichgewichts von der Temperatur. — Van 't Hoff's „Principe d'équilibre mobil“. — Die Wärmetönung der Gasreaktionen. — Nernstsches Wärmetheorem. — Abhängigkeit des Gleichgewichts vom Druck. — Reaktionsgeschwindigkeit und ihre Rolle bei vulkanischen Explosionen.	
Die wichtigsten magmatischen Gasreaktionen	104
Chlor und seine Verbindungen	104
Das Fluor und seine Verbindungen	108
Die Kohlenstoffverbindungen	109
Der Stickstoff und seine Verbindungen	113
Der Wasserstoff	115
Schwefel und seine Verbindungen	116
Gliederung der Exhalationen	118
Schlussbetrachtung	119
Theorie der vulkanischen Explosion	119
Literatur	120
IV. Kapitel. Die Magmazonen	124
Physikalische Beschaffenheit der Magmazonen. — Stoffliche Beschaffenheit der Magmazonen. — Ansichten über den Ursprung der Laven.	
Die petrographische Klassifikation	129

	Seite
Die petrographische Provinz. — Blutsverwandschaft der Gesteine. —	
Die atlantische und pazifische Gesteinssippe. —	
Die charakteristischen Merkmale atlantischer und pazifischer Gesteine. .	132
Die chemischen und mineralogischen Merkmale. — Die Dichten der beiden Reihen. — Die Gliederung der Eruptivgesteine in pazifische und atlantische.	
Die geographische Verteilung der atlantischen und pazifischen Gesteine während des tertiären Zyklus	144
Ausscheidung der arktischen Basalte. — Resultat.	
Die geographische Verteilung der beiden Magmasippen im Paläozoikum und Mesozoikum	154
Schlussfolgerung über die Entwicklung der Magmen	158
Differentiation	160
Magmatische Differentiation und ihre Ursachen	161
Differentiation durch die Schwere	161
Differentiation durch Temperaturunterschiede	162
Ludwig-Soret'sches Prinzip.	
Differentiation durch Druckunterschiede	162
Differentiation durch Entmischung	163
Rosenbusch's Kerntheorie.	
Chemische Vorgänge bei der Differentiation. — Physikalische Vorgänge.	
Konvektionsdifferentiation	165
Einfluss der Temperatur	165
Einfluss des Druckes	165
Einfluss des Gasgehalts	165
Kristallisationsdifferentiation	166
Sinken der Kristalle. — Filtrationsdifferentiation.	
Zusammenfassung	167
Assimilation	168
Mischung flüssiger Magmen	168
Assimilation fester Gesteine durch das Magma	169
Assimilation von Sedimenten und ihr Einfluss auf die mineralogische Zusammensetzung in pazifischen und in atlantischen Laven. — Assimilation vulkanischer Gesteine und kristalliner Schiefer.	
Der physikalische Vorgang bei der Gesteinseinschmelzung .	172
Wiederaufschmelzen bereits erstarrter Magmen	173
Durch zur Tiefe gerichtete Krustenbewegungen, durch Aufsteigen der Geoisothermen, durch Aufsteigen juveniler Gase. — Dalys Erklärung der atlantischen und pazifischen Laven.	
Johnston Lavis osmotische Theorie	175
Schlussbetrachtung	176
Die Rolle der Differentiation und Assimilation bei der Entstehung der Magmen und Gesteine. — Die mit der Zeit fortschreitende Entwicklung der Magmen, ein Beweis für die fortschreitende Abkühlung der Erde. — Die grünen Gesteine. — Die Eruptionsfolge.	
Literatur	179
V. Kapitel. Die vulkanischen Erscheinungen der Tiefe	183
Vulkanismus der Tensionsschale	183
Vulkanismus der Kompressionsschale	184
Die Lagerungsform und Gestalt der Tiefengesteine	185

	Seite
Der Injektionsverband	185
Das Intrusionsniveau der Tiefengesteine	186
Die Liegendkörper. — Batholith. — Stock	188
Entstehung batholithischer Körper	191
Bildung durch Abtau. — Bildung durch Aufschmelzung. — Dalys Aufstimmungshypothese. — Ursachen der Tiefeninjektion. — Milchsche Hypothese der ungleichen Schwereverteilung. — Dalys Hypothese der Spannungsverteilung. — Verhältnis der Tiefeninjektion zu orogenetischen Vorgängen. — Die vulkanische Kraft.	
Die hypoabyssischen Intrusionen mit diskordantem Injektionsverband	200
Der Gang. — Der Mechanismus seiner Intrusion.	200
Die Eruptivader	206
Die Apophyse	206
Vulkanische Necks	207
Verschiedene Necktypen. — Albtypus, Fifetypus, Kaptypus, Réztypus. Sein Intrusionsmechanismus. — Daubrées Versuche. — Tiefen, bis zu welchen die Necks herabreichen. — Temperaturen bei ihrer Bildung. — Phreatische oder Kontaktexplosion. — Explosion wasserfreier Gase als Ursache der Neckbildung.	
Hypoabyssische Intrusivkörper im konkordanten Injektionsverband	214
Lagergang oder Sill. Mechanismus seiner Intrusion. — Shalers Theorie.	
Der Lakkolith	217
Definition des Begriffes. — Die verschiedenen Lakkolithtypen. Rhyolakkolith. — Bysmalith. — Die Chonolithe. — Ethmolith. — Phalolith. — Rücken.	
Die Theorie der Lakkolithenbildung	229
Beschaffenheit der Lakkolithengesteine. — Dichte. — Struktur. — Viskosität. — Bildungstemperatur.	
Die Beschaffenheit der Intrusionshorizonte	230
Inhomogenität der intrudierten Schicht. — Tiefe der lakkolithischen Intrusion. — Tektonische Lagerung der Schichten und ihr Einfluss auf die Form des Lakkoliths. — Intrusionen in tektonisch nicht gestörte Schichten. Intrusionen in tektonisch bereits gestörte Schichten. — Intrusionen gleichzeitig mit tektonischen Störungen. — Tektonische Faltung nach der Intrusion.	
Mechanismus der Intrusion	233
Die lakkolithische Intrusion als Folge hydrostatischer Aufpressung von Magma. — Ursachen der treibenden Kraft. — Niedergehende Schollenstücke (isostatischer Ausgleich). — Elastische Spannung des Magmas. — Kristallisationsdruck der Magmen grösster Tiefe.	
Die Beziehungen der verschiedenen Intrusionsformen zueinander. — Ihre Denuationsreihe	236
Literatur	236
VI. Kapitel. Die postvulkanischen Erscheinungen der Tiefe	239
Thermische Kontaktmetamorphose	240
Umkristallisation des Nebengesteins. — Intensität der Umwandlung. — Bildungstemperatur der Kontaktmineralien.	
Pneumatolytische Kontaktmetamorphose	243

Stoffzufuhr. — Die Karbonatgesteine als Absorptionsapparate gegenüber den Fumarolengasen. — Skarngesteine.	
Pneumatolytische Veränderungen im Eruptivkörper . . .	244
Greisen- und Zwitterbildung. — Topasizierung und verwandte Vorgänge.	
Pegmatitbildung	244
Petrographische Sonderstellung der Pegmatite. — Ihr Vorkommen. — Die Pegmatitminerale. — Chemische Charakteristik der Pegmatite. — Pegmatitstruktur. — Bildungstemperatur. — Entstehung der Pegmatite. — Verwandtschaft mit gewissen Erzgängen.	
Thermen und juvenile Mineralquellen	248
Klüftung und Abkühlungsabsonderungen	248
Iddings Theorie der Klüftung. — Schrumpfungswinkel. — Einfluss der isothermalen Flächen auf die Klüftung. — Absonderungen durch Gebirgsdruck.	
Literatur	250
VII. Kapitel. Die submarinen Eruptionen	252
Einleitung. — Schauplatz der submarinen Eruptionen und die dort herrschenden besonderen physikalischen Bedingungen.	
Die Bedeutung der submarinen Eruptionen	253
Rolle der submarinen Eruptionen unter den vulkanischen Erscheinungen.	
Die Beziehung von Vulkan und Meer in der geologischen Vergangenheit.	
Die Unterscheidungsmerkmale zwischen submarinen submarischen vulkanischen Ablagerungen und Intrusivgesteinen	254
Einschaltung mariner Sedimente. — Verbindung von Laven und pyroklastischem Material. — Beimengung normaler Sedimente in den Tuffen. — Der Fallwinkel submariner Tuffe. — Beschaffenheit submariner Laven. — Beschaffenheit submariner Tuffe. — Submarine Bomben.	
Die submarinen Vulkanbauten	258
Die Dimensionen untermeerischer Vulkane. — Die Tiefe, bis zu welcher der vulkanische Bau reicht. — Der Böschungswinkel und die Form untermeerischer Vulkane. — Das Volumen submariner Vulkane. — Ursachen der grossen Mächtigkeit submariner Vulkanformationen. — Lange Zeiträume. — Fehlen der Abtragung. — Die Wirkungszone der Brandungswooge. — Entstehung neuer Inseln durch vulkanische Aufschüttung. — Tektonische Bewegungen des Bodens als Ursache des Emportauchens submariner Vulkanbauten. — Oszillatorische Bewegungen des Untergrundes. — La Palma. — Serapistempel bei Pozzuoli und andere Beispiele. — Ursachen der oszillatorischen Bodenbewegung.	
Der innere Bau submariner Vulkane	267
Ablagerungen vulkanischer Natur im tieferen Meere. — Die Bonininseln. — Submarine vulkanische Ablagerungen im flachen Meere. — Santorin. — Bucht von Neapel. — Untergrund des Ätna. — Vulkanische Ablagerungen aus abyssischen Tiefen. — Zusammenhang der ophiolitischen Gesteine mit typischen Tiefseesedimenten. — Die devonischen submarinen Vulkanformationen. — Zusammenfassung.	
Verteilung der submarinen Vulkane	276
Die Begleitphänomene der submarinen Eruption	292
Die gasförmigen Produkte untermeerischer Vulkane	297

I. Kapitel.

Einleitung.

Die vulkanischen Erscheinungen oder, wie man sich kürzer ausdrücken kann, „der Vulkanismus“ sind Kräfteäusserungen der Erde, die ihren Namen dem Gott der Feueresse „Vulkan“ verdanken; durch diese Beziehung ist ihr Charakter bereits gekennzeichnet. Vulkan oder Hephaistos, wie die alten Griechen den Gott nannten, hatte seinen Sitz in Bergen, die von Zeit zu Zeit die Feuerschlünde der Tiefen öffneten, um Tod und Verderben zu bringen. Wehrlos steht der Mensch diesen Naturgewalten gegenüber. Der eigenen Ohnmacht bewusst, glaubt er an solchen Stätten das Walten überirdischer Kräfte zu verspüren und verlegt den Sitz der Gottheit oder böser Geister an diese Stellen des Grauens. In der Mythologie aller Völker sind mit den Feuerbergen Vorstellungen von Dämonen, Hölle und Fegefeuer verknüpft. Die Grossartigkeit des Schauspiels eines vulkanischen Ausbruchs regt begreiflicher Weise die Phantasie an und reizt das Verlangen, alle diese unheimlichen Gewalten zu ergründen. Die wissenschaftliche Erforschung reicht daher bis in das klassische Altertum zurück, und die Arbeiten, die diesem Problem gewidmet wurden, sind ausserordentlich zahlreich. Trotzdem ist die Summe unseres positiven Wissens von der Natur der vulkanischen Vorgänge auch heute noch recht dürftig zu nennen, reichen doch die Wurzeln der Erscheinung in eine für die Beobachtung unzugängliche Erdtiefe hinab. Schon die scharfe Abgrenzung des Umfangs der vulkanischen Erscheinungen ist nicht ganz leicht. Von einer Definition hat man zu verlangen, dass sie den Inhalt des Begriffs vollständig in knapper Form wiedergibt und sich frei von allen Hypothesen hält, sie darf keinen Zweifel lassen, welche Erscheinungen dazu gehören und welche nicht.

Eine Definition des Begriffs des Vulkanismus, die lange Zeit von der Wissenschaft benutzt wurde, hat Alexander von Humboldt (1) gegeben. Nach ihm ist der Vulkanismus der Inbegriff aller Reaktionen eines Planeten gegen seine Rinde und Oberfläche.

Definition des
Vulkanismus.

Die Reaktionen eines Planeten gegen seine Rinde können sich mannigfaltig äussern und brauchen nicht nur in vulkanischer Kräfteentfaltung zu bestehen. Auch die Erscheinungen der Gebirgsbildung, die Einbrüche der Erdkruste usw. könnten sehr wohl darauf zurückgeführt werden, und doch wird man sie, nach dem heutigen Stand der Wissenschaft, nicht mehr zu den vulkanischen Erscheinungen rechnen können. Ausserdem setzt diese Definition voraus, dass die Ursache des Vulkanismus in derartigen Reaktionen zu suchen sei, damit kommt eine hypothetische Vorstellung, die nicht bewiesen werden kann, in die Begriffsfeststellung hinein. In ähnlicher Weise fasst C. F. Naumann (2) den Vulkanismus als „alle aus dem Erdinnern heraufwirkenden Tätigkeiten und Kraftäusserungen, welche in einer Wechselwirkung zwischen dem feurigflüssigen Erdkern und der starren Erdkruste begründet sind,“ auf. Alle Erdbebenerscheinungen, die Aufwölbung der Gebirge, kurz alle Bewegungen innerhalb der festen Erdkruste wären in diesem Sinn auch vulkanische Erscheinungen.

Diese Erklärungsformen stehen ganz auf dem Boden der Buchschen Erhebungstheorie und überschätzen die Bedeutung dieser Art von Vorgängen. In neuester Zeit definiert K. Schneider (3) den Vulkanismus als die Erscheinung, durch welche aus der Erdtiefe juvenile Massen in oder auf die Erdkruste gebracht werden. Eine derartige Begriffsfassung ist enger. Der Ausdruck „juvenil“ ist den Suessschen Ausführungen über die Thermalquellen entnommen. Suess (4) bezeichnet als juvenil im Gegensatz zu dem vadosen Wasser, das von der Infiltration der Tagewässer herrührt, dasjenige Wasser, welches als Nachwirkungen vulkanischer Tätigkeit aus den Tiefen des Erdkörpers aufsteigt und zum erstenmal an das Tageslicht hervortritt.

Die Schneidersche Definition schliesst pseudovulkanische Vorgänge, wie die Ausbrüche von Schlammvulkanen, Gaseruptionen, die organisch-chemischen Prozessen ihre Entstehung verdanken und mit Vulkanen nicht das geringste zu tun haben, sowie Grundwasserdurchbrüche, Thermen nicht vulkanischer Entstehung, richtig aus. Allein in dem Ausdruck juvenil liegt die Forderung, dass die auf der Erdoberfläche fremden vulkanischen Massen das erstemal zutage treten müssen. Wir wissen aber nicht, wie weit Umschmelzungen früherer Oberflächenteile der Erdkruste zur Erzeugung des vulkanischen Materials beigetragen haben. Die Definition soll sich frei von hypothetischen Annahmen halten. In diesem Sinn kann man folgendermassen definieren:

Die vulkanischen Erscheinungen oder kürzer der Vulkanismus sind alle diejenigen Erscheinungen, die mit dem Empordringen des Magmas in unmittelbarer Verbindung stehen.

Das Magma, griechisch *το μάγμα*, bedeutet wörtlich eine geknetete, teigartige Masse, der noch eine gewisse Beweglichkeit inne wohnt, also ein unfertiges Gebilde. Die Erfahrung lehrt, dass das irdische Magma eine gasdurchtränkte Silikatschmelzmasse ist. Mit fallender Temperatur wird die nicht individualisierte Magmamasse fest und nimmt geologische Gestaltung (5) an. Aus dem Magma wird das Eruptivgestein. Die vulkanischen Erscheinungen sind demnach Vorgänge des geologischen Gestaltungsprozesses der Magmen. Diese Definition ist frei von hypothetischen Annahmen. Das Magma ist lediglich der Ausdruck für das Objekt des vulkanischen Ausbruchs, denn alle vulkanischen Produkte, mögen sie fest, flüssig oder gasförmig sein, leiten sich aus demselben her, aus dem sie sich während des Gestaltungsprozesses absondern.

Begriff des
Magmas.

Die festen Produkte des Vulkans sind Auswürflinge, Bomben, Asche. Die flüssigen bezeichnet man als Lava. Lava ist die Masse, die aus dem Vulkan fließt oder einst geflossen ist, sie ist die Effusivmasse, während gasförmig die Exhalationen des Vulkans beschaffen sind. Letztere liefern auch feste Sublimationsprodukte im Verlauf der sich dabei abspielenden Reaktionen. Unterliegt das Magma der geologischen Gestaltung, so individualisiert es sich, es gibt einen Teil seiner flüchtigen Bestandteile ab, die beim Entweichen feste Körper mit sich reißen. Das Eruptivgestein ist demnach nur ein Kristallisationsrest seines ehemaligen Magmas.

Dass Magma gegen die Erdoberfläche empordringt, ist eine einfache Erfahrungsatsache, die durch tausendfältige Beobachtung erwiesen ist. Vollständig offen bleibt die Frage nach der Herkunft der Magmen. Das, was Schneider unter juvenilen Massen versteht, deckt sich etwa mit dem Magmabegriff. Mit dem Magma ist anderseits die Vorstellung der hohen Temperatur eng verknüpft, die eine charakteristische Eigentümlichkeit der vulkanischen Vorgänge ist.

Unter einem Vulkan versteht man eine Stelle der Erdoberfläche, wo Magma und seine Produkte ausgetreten sind oder noch austreten. Brun (6) benutzt die thermischen Eigentümlichkeiten zur Definition. Nach ihm ist ein Vulkan ein Punkt der Erdoberfläche, in welchem die Temperatur dauernd oder mit rhythmischen Unterbrechungen sehr hoch über die Temperatur der nächsten Umgebung steigen kann. Mit dieser Feststellung ist offenbar nur der tätige Vulkan getroffen.

Definition des
Vulkans.

Der erloschene Vulkan hat aber ehemals die gleiche Rolle gespielt und verdient nicht weniger berücksichtigt zu werden. Mit welcher Berechtigung darf sich die Lehre vom Vulkanismus auf die gegenwärtig tätigen Vulkane beschränken und die der geologischen Vergangenheit beiseite lassen?

Umfang des
Vulkanismus.

Das Lyellsche Prinzip, die Erscheinungen der Gegenwart aus de-

nen der Vergangenheit heraus zu verstehen, hat sich in allen Zweigen der Geologie so fruchtbar erwiesen, dass über seine Anwendbarkeit auf das vorliegende Problem kein Zweifel herrschen kann. Der Vulkanismus der Vergangenheit verdient dieselbe Berücksichtigung wie der der Gegenwart, um so mehr als ja die heutigen Äusserungen vulkanischer Kräfte nur die ausklingenden Ausläufer des weit intensiveren quartären und tertiären Vulkanismus sind.

Die zahlreichen Aufschlüsse in der Erdkruste lehren, dass längst nicht jede Eruptivmasse die Erdoberfläche wirklich erreicht, die Mehrzahl auf ihrem Wege nach aussen stecken bleibt und dann in der Tiefe unter der Oberfläche zur geologischen Gestaltung gelangt. Derartige Eruptionen, welche die Erdoberfläche nicht erreichen, nennt man Tiefeneruptionen, intratellurische Eruptionen oder Intrusionen. Die hierbei sich abspielenden Vorgänge entziehen sich natürlich der unmittelbaren Beobachtung. Erst wenn durch Abtragung die Hülle von dem Gesteinskörper entfernt ist, gewinnen wir einen Einblick.

Man hat sich gewöhnt, unter vulkanischen Erscheinungen nur diejenigen Vorgänge zu verstehen, die mit dem Austritt des Magmas und seiner Produkte an die Oberfläche der Erde verknüpft sind. Erkennt man aber einen engen Zusammenhang zwischen den intratellurischen Eruptionen und den auf der Oberfläche der Erde sich abspielenden vulkanischen Vorgängen an, und ist der Austritt zur Oberfläche nur der letzte Akt in der Entwicklungsgeschichte eines Magmas, dann ist es nur konsequent, beide Phänomene, sowohl die der Tiefe als die der Oberfläche, zusammenzufassen und den Begriff der vulkanischen Erscheinung auch auf die in der Tiefe sich abspielenden Vorgänge auszudehnen, mögen auch die äusseren Erscheinungsformen noch so verschieden sein.

Der heute noch tätige Vulkan reicht bis in das Gebiet der intratellurischen Eruptionen hinunter. Wenn dermaleinst die Abtragung das Oberflächengerüst entfernt haben wird und seine Wurzeln entblösst sein werden, so zeigt sich ein gleiches Bild von Intrusionskörpern, wie bei echten Tiefengesteinen, die nie das Tageslicht erblickt haben.

Andererseits kann man von geologisch älteren Eruptionskörpern der Tiefe nie wissen, ob sie nicht gewaltige Vulkane einst gespeist haben. Die englische Literatur benutzt für diese erweiterte Gruppe von Erscheinungen die kurze Bezeichnung „Igneous activity“ oder „Igneous action“, während die deutsche Terminologie hierfür keine besondere Namen besitzt. Das Problem des Vulkanismus kann aber nur dann der Lösung näher gebracht werden, wenn es in seiner Gesamtheit erfasst wird, und die Untersuchung nicht nur auf Teilerscheinungen beschränkt bleibt.

So will das vorliegende Buch die Gesamtheit aller vulkanischen Erscheinungen, sowohl in der Tiefe als der Oberfläche, behandeln, ausgehend von der Erwägung, dass dieselben nur verschiedene Phasen ein und desselben Vorganges, nämlich der geologischen Gestaltung des Magmas darstellen.

Der Vulkanismus ist in diesem Sinn die Lehre von dem Empordringen und der Gestaltung des Magmas.

Was die Prinzipien der Behandlung des Themas betrifft, so kann man sich rein deskriptiver Methoden bedienen. Diese werden naturgemäss die ersten sein müssen. Beobachtungsmaterial ist zwar von allen Seiten in grosser Fülle zusammengetragen worden, doch fehlt es an exakten Untersuchungen der physikalischen und chemischen Vorgänge bei der Eruption, die auch nicht leicht anzustellen sind; die Unzugänglichkeit der Tiefe zieht ferner der Beobachtung eine Grenze. Die Fortschritte der physikalischen Chemie, der Geophysik, der Petrographie, Geologie und Geographie in den letzten Jahren andererseits gestatten, dass der Versuch gewagt wird, die Bausteine zu einem Gebäude zusammenzufügen.

Prinzip der
Behandlung
des Themas.

Sicherlich hat Nernst (7) recht, wenn er in seiner theoretischen Chemie S. 3 sagt:

„So grosse Bedeutung diese rein induktive Forschungsmethode für den Fortschritt der Naturwissenschaft zu allen Zeiten besessen hat und besitzen wird, so sind wir doch unzweifelhaft tiefer in das Wesen der betrachteten Erscheinungen eingedrungen, wenn wir auf dem zweiten Wege, nämlich auf Grund eingehender Vorstellungen und ihrer konsequenten Durchführung zu einem neuen Naturgesetz gelangen.“

Die Gefahr, durch falsch gewählte Grundannahmen auf Abwege geführt zu werden, kann dabei getrost in Kauf genommen werden, denn die Widerlegung derselben führt zu einer weiteren Vertiefung des Problems. Gerade die Geschichte der vulkanologischen Wissenschaft ist reich an derartigen Beispielen. Welch mächtiger Impuls ging von der Buchschen Vulkantheorie, von Stübel's theoretischen Ausführungen aus, wenngleich beider Grundannahmen heute als überwunden gelten dürfen!

Nachdem im Vorangegangenen festgestellt worden ist, was unter „vulkanischen Erscheinungen“ verstanden werden soll, muss es zunächst die Aufgabe sein, den Schauplatz vulkanischer Tätigkeit kennen zu lernen. Die geologische Erfahrung lehrt, dass die der Beobachtung zugänglichen Teile der Erdkruste sehr verschieden zusammengesetzt sind, und dass ferner im Laufe geologischer Zeiträume sehr weitgehende Verschiebungen der Krustenteile in vertikaler wie in tangentialer Richtung stattgefunden haben. Trotz dieser Mannigfaltigkeit im einzelnen sind die

Abgrenzung
des Schau-
platzes des
Vulkanismus.

Gesteine der Erdkruste vorwiegend silikatischer Natur, oder sie bestehen aus deren mechanischen und chemischen Umlagerungsprodukten. Letztere setzen die Sedimenthülle oder Stratosphäre der Erde zusammen. Allein in grösseren Tiefen muss diese Zusammensetzung einer anderen Platz machen, dafür sprechen mehrere Anzeichen. Das Material, welches die Oberflächenschalen der Erde aufbaut, besitzt eine durchschnittliche Dichte von 2,7, während die mittlere Dichte des ganzen Erdkörpers aus geophysikalischen und astronomischen Messungen zu 5,5—5,6 ermittelt wurde. Dieses Missverhältnis zwingt zur Annahme eines spezifisch schwereren Erdkerns anderer Zusammensetzung. Es liegt nun nahe, dasjenige Schwermetall, welches unter den Elementen unseres Sonnensystems am verbreitetsten ist, das Eisen, als den herrschenden Bestandteil des Erdkerns anzunehmen. Unter dieser Annahme lässt sich berechnen, wie gross der Eisenkern der Erde sein muss, um die obigen Dichteunterschiede zu kompensieren. Wiechert (8) fand auf diesem Wege den Radius des Eisenkerns zu $\frac{4}{5}$ des Erdradius, die Mächtigkeit der darüber ruhenden Steinschale zu etwa $\frac{1}{5}$ des Radius = rund 1500 km.

Zu guter Übereinstimmung mit der Wiechertschen Zweiteilung der Erde gelangte C. Feurstein (8) durch theoretische Untersuchungen über den elastischen Zustand und die Spannungsverteilung im Erdinnern. Einem innern Kern von der Dichte etwas über 8 mit dem Radius 4870 km steht ein äusserer Mantel von der mittleren Dichte 3 und der Mächtigkeit 1500 km gegenüber.

Die Annahme einer stofflich zweigeteilten Erde fand durch das Verhalten von Erdbebenwellen, die ihren Lauf durch das Innere der Erde genommen haben, eine weitere Bestätigung.

Die Erdbebenforschung ist also imstande, uns Aufschluss über die Zusammensetzung des Erdinneren zu geben. Seit diesen Feststellungen sind die Erdbebenstationen vermehrt, und reichlich neues Beobachtungsmaterial ist hinzugekommen, dessen Auswertung Wiechert in allerneuester Zeit zur Ansicht einer stofflich mehrgeteilten Erde führte. Zweifelsohne wird die Zukunft noch weitere Grenzen, an denen die Zusammensetzung oder der Zustand wechselt, entdecken lassen. Schon lange vor Wiechert hat Daubrée (9) ausgeführt, dass man alle Meteorsteine und -eisen, die in den Sammlungen aufbewahrt werden, nach ihrer Dichte ordnen und sich mit diesem Material ein Bild von der stofflichen Zusammensetzung der Erdtiefen machen könne. Diese Daubréesche Vorstellung gewinnt durch die neueren Ergebnisse der Erdbebenforschung immer mehr Berechtigung.

Teile des Eisenkerns der Erde gelangen nirgends zur unmittelbaren Beobachtung. Man kennt zwar vereinzelt tellurische Eisenmassen, wie auf der Insel Disko bei Grönland. Über die Herkunft derselben

gehen die Ansichten sehr auseinander, und es ist fraglich, ob sie von dem Eisenkern der Erde hergeleitet werden dürfen. Das Magma, das Objekt der vulkanischen Erscheinungen, ist silikatischer Natur. Es kann daher nur der Lithosphäre entstammen. Die vulkanischen Erscheinungen bleiben auf die Lithosphäre der Erde beschränkt.

Noch auf anderem Wege lässt sich der Schauplatz des Vulkanismus abgrenzen.

Das Emporsteigen des Magmas unterliegt den allgemeinen hydrodynamischen Gesetzen und ist, wie die Erfahrung zeigt, mit tektonischen Bewegungen innerhalb der festen Erdkruste auf das engste verknüpft. An diesen Bewegungen nimmt der Erdkern nicht teil, oder seine Einwirkung entzieht sich unserer Einsicht, sie sind auf die Lithosphäre beschränkt. In derselben wirken Kräfte, die einzelne Teile der Tiefe gegen die Oberfläche und auch umgekehrt Teile der Oberfläche gegen die Tiefe zu bewegen vermögen. O. A m p f e r e r (10) hat in seiner Studie über das Bewegungsbild von Faltengebirgen den Teil der äusseren Erdschale, der von diesen Bewegungen und Verschiebungen betroffen wird, als „Umarbeitungszone“ oder „Mischungszone“ bezeichnet. Dieselbe ist der Schauplatz der geologischen Begebenheiten und damit der der vulkanischen Tätigkeit. Ihre Mächtigkeit bestimmt sich durch die Schwingungsweite der vertikalen Bewegungen in der Lithosphäre. Man weiss durch zahllose Bestimmungen der Schwerkraft an den verschiedenen Punkten der Erde, dass die beobachteten Werte vielfach von den theoretischen abweichen, zu gross oder zu klein ausfallen, eine Erscheinung, die sich durch Massenüberschüsse oder Massendefekte erklären lässt. Nun hat H e l m e r t feststellen können, dass alle diese Dichteanomalien sich bis zu einer Tiefe von ca. 120 km ausgleichen (11). Dieser Wert gibt, auf anderem Wege ermittelt, die Mächtigkeit der Umarbeitungszone an und begrenzt auch den Schauplatz der vulkanischen Erscheinungen etwas genauer gegen die Tiefe.

Diese Betrachtungen führen weiter dahin, die Beziehungen des Vulkanismus zu den übrigen dynamischen Vorgängen in der Erde, wie Gebirgsbildung, vertikale Krustenbewegungen, Erdbeben usw. klarzulegen. Alle diese Erscheinungen sind nur verschiedene Äusserungen von Kräften höherer Ordnung und auf gemeinsame Ursachen zurückzuführen. Dieselbe Kraft, die die Erdkruste an einer Stelle in Gebirgsfalten legt, kann dem Magma an anderer den Ausweg öffnen. Die Frage nach den Ursachen des Vulkanismus wird gleichzeitig durch Ermittlung der Ursachen der Gebirgsbildung usw. beantwortet.

Man hat auf den Gegensatz hingewiesen zwischen Gebirgsbildung und Vulkanismus. Jene ist eine tangential, dieser eine zentrifugale Äusserung tellurischer Kräfte. Der Vulkanismus fördert Massen von

Beziehung zwischen Vulkanismus und anderen dynamischen Vorgängen in der Erde.

innen nach aussen, im Niedersinken fester Krustenteile haben wir die Umkehrung dieses Vorganges. In beiden Fällen handelt es sich um vertikale Verschiebungen.

Die sedimentäre Umarbeitung besteht im Gegensatz hierzu, wie A m p f e r e r ausführt, in einer Umlagerung des Stoffes entlang der Oberfläche, dieser Prozess ist durch vertikale Bewegung gegen die Tiefe nicht umkehrbar. Es ist aber noch sehr die Frage, ob die Kräfte, welche alle jene Erscheinungen auszulösen imstande sind, nur tellurische sind und dem eigenen Energievorrat der Erde entstammen, oder ob von aussen einwirkende kosmische Kräfte nicht einen bedeutenden Anteil an diesen Veränderungen nehmen. Die hohe Temperatur des Magmas weist auf einen eigenen Wärmevorrat der Erde hin, und es liegt nahe, die langsam aber stetig fortschreitende Abkühlung des Planeten und die damit verbundenen Volumenänderungen für alle diese Vorgänge verantwortlich zu machen. In der Tat kann sich keine andere Theorie an Einfachheit und Grosszügigkeit mit der Kontraktionstheorie, die sich so lange Zeit der unbedingten Anerkennung erfreut hat, messen, allein eine Reihe von Tatsachen wollen sich nicht in ihren Rahmen einordnen lassen. Die Entdeckung der radioaktiven Stoffe in neuerer Zeit mit ihrer gewaltigen, schier unerschöpflichen Energieerzeugung mahnt zur Vorsicht. Lehrt doch eine Übersichtsrechnung der Wärmeeinnahme und -abgabe der Erde unter Berücksichtigung dieser neu entdeckten Energiequelle, dass ein durchaus nicht besonders grosser Vorrat an diesen Stoffen allein schon genügt, ihren Wärmehaushalt zu balancieren und ein stationäres Wärmegleichgewicht herzustellen. Die Konzentration dieser Stoffe, wie man sie in den Gesteinen der äusseren Erdkruste nachweisen konnte, übersteigt schon dieses Mass, und um die Forderung des Wärmegleichgewichts zu erfüllen, dürfen bereits grössere Teile des Erdinnern sich nicht an der radioaktiven Energieerzeugung beteiligen (12). Damit ist eine fortschreitende Abkühlung unseres Planeten zum mindesten in Frage gestellt, und die Fundamente der Theorie sind erschüttert. Eine Reihe von weiteren Bedenken lassen sich noch ins Feld führen. Man hat, worauf A m p f e r e r in seiner Studie „Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen“ mit Recht aufmerksam macht, nicht beachtet, dass eine Summierung der Kontraktionsschübe in einem Erd-ring die Bruchfestigkeit der Oberflächengesteine um das vielhundertfache übersteigt, und die Entstehung eines über grössere Räume streichenden, nicht ringförmig geschlossenen, Faltengebirges durch Abkühlungskontraktion der Erdkugel allein eine mechanische Unmöglichkeit ist.

Es mehren sich die Anzeichen, die den Faltungsvorgängen eine grössere Selbständigkeit zusprechen.

Die faltenden Kräfte erweisen sich in ihrer Wirkungsweise auch

abhängig von der Beschaffenheit des unbekannten Untergrunds; dieser regionalen Eigenart kommt neben den von aussen auf die Erde einwirkenden kosmischen Kräften eine entscheidende Bedeutung zu. Wenn auch die Abkühlungskontraktion ihren Platz als eine der ersten Erklärungsprinzipien behaupten wird, so kann man bereits heute mit Bestimmtheit sagen, dass sie nicht der einzige dabei wirksame Faktor ist. Andere Ursachen spielen daneben eine mehr oder weniger bedeutsame Rolle. Je tiefer man in das dynamische Problem der Erde eindringt, um so verwickelter erweist sich das Spiel der verschiedenen Kräfte und Ursachen.

Die vulkanischen Erscheinungen bilden mit den gebirgsbildenden Vorgängen und Krustenbewegungen eine gemeinsame Gruppe von dynamischen Vorgängen der Erde. Sie sind von einander unabhängig und nur verschiedene Äusserungen derselben Kräfte. Der Vulkanismus ist dabei keine besondere Eigentümlichkeit unserer Erde. Es ist vielfach auf die Ähnlichkeit der Oberflächenformen des Mondes mit den vulkanischen Gebilden der Erdoberfläche hingewiesen worden. Auch auf der Sonne hat der Astronom Vorgänge beobachten können, die mit irdischen vulkanischen Eruptionen manches Analoge besitzen. Die Entstehung der Meteoriten wird von Tschermak und anderen Autoren vulkanischen Prozessen auf kleineren Himmelskörpern zugeschrieben. Der Vulkanismus gewinnt daher kosmische Bedeutung und gewährt Einblicke in das Werden und Vergehen der Himmelskörper.

Die äusseren Erscheinungsformen des Vulkanismus sind sehr verschieden, andere auf der Erde als in ihrer Tiefe. Trotz mancher gemeinsamer Züge mit den irdischen besitzen die Vulkane auf der Mondoberfläche ihre Eigenarten. Wieder ganz anders äussern sich dieselben Erscheinungen auf der Sonne. Trotz dieser grossen äusseren Unterschiede sind es Erscheinungen derselben Art.

Jede deduktive Methode geht von einer Grundvoraussetzung aus und leitet aus ihr die Gesetzmässigkeit ab. Das Prinzip, nach dem das Problem des Vulkanismus in diesem Buch behandelt werden soll, geht von der Voraussetzung aus, dass die Verschiedenheit der Erscheinungsformen des tellurischen Vulkanismus auf der Erdoberfläche und in ihren Tiefen und ebenso auch die des kosmischen Vulkanismus aus der Verschiedenheit der äusseren physikalischen Bedingungen, unter denen sich diese Vorgänge jeweilig abspielen, herzuleiten sind.

Dasselbe Prinzip lehrt uns die Umwandlung begreifen, welche ein festes Schollenstück erfährt, wenn es durch Umkehrung dieses Vorganges zur Tiefe befördert wird. Es durchläuft dabei eine Reihe von Veränderungen, entsprechend den in den jeweiligen Tiefen herrschenden Temperaturen und Drucken, vorausgesetzt, dass die Zeit zur Einstellung

Abhängigkeit
der Erscheinungsformen
des Vulkanismus von äusseren physikalischen Bedingungen.

auf das Gleichgewicht mit den äusseren Bedingungen ausreicht, und gelangt schliesslich wieder in den magmatischen Zustand. An derselben Stelle der Erdtiefe herrscht stets derselbe Gleichgewichtszustand.

Druck und Temperatur und in zweiter Linie Zeit und die Beschaffenheit des Stoffes sind, wie gezeigt werden soll, die Veränderlichen, von denen alle diese Erscheinungen abhängen.

Ein jedes Magma wird je nach den physikalischen Bedingungen, unter denen die geologische Gestaltung vor sich geht, eine verschiedene Gestalt und Lagerungsform annehmen. An der Erdoberfläche herrschen andere äussere Bedingungen als in der Tiefe. Während in der Tiefe die Änderung von Druck und Temperatur im allgemeinen stetig und langsam vor sich geht, findet beim Austritt an die Oberfläche eine plötzliche Änderung der physikalischen Bedingungen statt. Der Druck sinkt bis auf den Atmosphärendruck, und der Temperaturabfall ist ein schneller. Diesen veränderten Bedingungen entsprechend werden die vulkanischen Erscheinungen an der Erdoberfläche anders geartet sein als in der Tiefe.

Die Verschiedenheit der physikalischen Bedingungen bedingt zunächst den Gegensatz zwischen der Effusiv- und Tiefeneruptionsphase oder den Unterschied zwischen Extrusion und Intrusion. Unter den Intrusionen begegnet man wieder zwei Gruppen verschiedener Erscheinungsweisen. Die Intrusivkörper besitzen einmal grössere Dimensionen. Ihre Gestalt ist die der Massive oder Batholithen, die Gesteine sind die eigentlichen Tiefengesteine im Sinne Rosenbuschs; sie gehören grösseren Tiefen an.

Dieses Stadium, das man, um Bröggers Terminologie zu folgen, als die „abyssische Phase“ der Intrusion nennen kann, ist die erste, die das nach oben drängende Magma durchläuft.

Je mehr es sich der Oberfläche selbst nähert, desto kleiner sind im allgemeinen die Dimensionen des Intrusivkörpers. Gänge, Lagergänge, Lakkolithen usw. sind in diesem Stadium die charakteristischen Erscheinungsformen. Wir wollen es die „hypoabyssische Phase“ der Intrusion nennen (13). Ein jedes Magma durchläuft auf dem Weg zur Oberfläche demnach folgende Phasen:

1. Intrusionsphase
 - a. Abyssische Phase
 - b. Hypoabyssische Phase
2. Extrusionsphase.

In diesem Zyklus kann die Extrusionsphase häufig genug fehlen, dann ist die geologische Gestaltung des Magmas vor der Vollendung des normalen Zyklus zum Abschluss gelangt. In anderen Fällen können die Produkte der Extrusionsphase der nachträglichen Abtragung

zum Opfer gefallen sein, nur die Gebilde der hypoabyssischen und abyssischen Phase sind erhalten. Bei der Mehrzahl der jüngeren Eruptionen ist die abyssische Phase in der Tiefe versteckt und noch nicht aufgeschlossen. Die nur langsam gegen die Tiefe vorrückende Abtragung erklärt den Umstand, dass tertiäre Tiefengesteine relativ selten, jung-paläozoische dagegen ungleich häufiger angetroffen werden. Eine äusserst häufige Erscheinung ist eine Rekurrenz in der normalen Folge des Zyklus, die zu einem Wiedererwachen der vulkanischen Tätigkeit nach einer mehr oder weniger langen Ruhepause führt.

Die Zeit, die das Magma zum Durchlaufen des normalen Zyklus bedarf, ist eine sehr grosse und lässt sich nach geologischen Perioden bemessen. So gehört die vulkanische Tätigkeit der Gegenwart in den weitesten Fällen einem Zyklus an, der mit Beginn der Tertiärzeit oder gar am Ende des Mesozoikums eingesetzt hat.

Alle diese Betrachtungen waren erforderlich, um die Natur der vulkanischen Erscheinungen in den Grundzügen festzustellen und ihre Beziehungen zu den übrigen in der Erde wirkenden dynamischen Kräften zu erkennen, und um zu zeigen, dass das zu lösende Problem sich nicht nur auf die Oberflächenerscheinungen beschränken lässt und nur in seiner weitesten Fassung einen tieferen Einblick in seinen Mechanismus gewährt.

Ehe an eine Beschreibung der vulkanischen Erscheinungen und ihre Erklärung gegangen werden kann, ist es notwendig, den Schauplatz vulkanischer Tätigkeit genau kennen zu lernen und die physikalischen Bedingungen, die den in Frage kommenden Erscheinungen ihre Eigenart aufprägen, festzustellen. Es zeigt sich, dass die Gliederung in Tiefenstufen, die sich für die Erkenntnis aller metamorphen Vorgänge in der Erde so fruchtbar erwiesen hat, auch für die vulkanischen Erscheinungen nützlich ist.

Ein weiteres Kapitel hat sich mit dem geologischen Gestaltungsprozess des Magmas und seinen physikalischen Eigenschaften zu beschäftigen.

Das Kapitel „Die Magmazone“ bringt einen Überblick über die geographische Verbreitung der verschiedenen zur geologischen Gestaltung gelangten Magmen und beschäftigt sich mit den Ursachen der Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine. In dem dann folgenden Kapitel werden die vulkanischen Erscheinungen der Tiefe behandelt, während der Rest des I. Bandes dem Vulkanismus der Oberfläche gewidmet ist.

Literatur.

1. Alexander v. Humboldt, Kosmos I. Stuttgart u. Tübingen 1845. S. 209.
2. C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie. Leipzig 1858. I. S. 67.

3. K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911. S. 272.
 4. E. Suess, Über heisse Quellen. Naturw. Rundschau. XVII. Nr. 46, 47, 48. 1902. S. 585—588, 597—600, 609—611.
 5. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 1910. 3. Aufl. S. 36.
 6. A. Brun, Recherches sur l'Exhalaison volcanique. Genf 1911. S. 13.
 7. W. Nernst, Theoretische Chemie. 6. Aufl. Stuttgart 1911. S. 3.
 8. E. Wiechert, Über die Massenverteilung im Innern der Erde. Gött. Nachr. Math. phys. Kl. 1897. Heft 3. S. 243. — E. Wiechert und K. Zöppritz, Über Erdbebenwellen. Ebenda 1907. Heft 4. S. 415. — K. Feurstein, Elastischer Zustand und Spannungsverteilung im Erdinnern. Inaug.-Diss. Freiburg 1911. S. 32.
 9. E. Suess, Antlitz der Erde. Leipzig u. Wien. III. 2. 1909. S. 625.
 10. O. Ampferer, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. Wien 1906. S. 56.
 11. M. P. Rudzki, Physik der Erde. Leipzig 1911. S. 64—73.
 12. F. v. Wolff, Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 60. 1908. S. 431—465.
 13. A. Harker, The natural History of Igneous Rocks. London 1909. S. 23 ff.
-

II. Kapitel.

Der Schauplatz vulkanischer Tätigkeit und die daselbst herrschenden äusseren physikalischen Bedingungen.

Die äusseren physikalischen Bedingungen, welche den Charakter einer vulkanischen Erscheinung bestimmen, hängen in erster Linie von Temperatur und Druck ab. Die Aufgabe dieses Kapitels ist es, die Temperatur- und Druckverhältnisse für den gesamten Schauplatz des Vulkanismus zu ermitteln.

Die Temperatur.

Die Temperaturmessungen in Bergwerken und tiefen Bohrlöchern haben überall mit Sicherheit ergeben, dass die Temperatur mit der Tiefe zunimmt. Das Wärmegefälle ist also von innen gegen die Oberfläche gerichtet, und es müssen in der Tiefe höhere Temperaturen herrschen. Es wäre für die Erklärung aller vulkanischen Erscheinungen von der grössten Wichtigkeit, die Temperaturen der verschiedenen Tiefen der Erde zu kennen. Leider lässt sich ein auch nur in erster Annäherung gültiges Temperaturgesetz nicht aufstellen, und jede Interpolation aus der Temperaturzunahme in der einer direkten Beobachtung zugänglichen Region bis in grössere Tiefen ist unzulässig. Die zugängliche Tiefe aber ist ausserordentlich gering. Das tiefste Bohrloch, das man bisher niedergestossen hat, erreicht bei Czuchow in Oberschlesien — 2239,72 m, also rund 2 km (1). Man hat den Betrag, den man hinabsteigen muss, um eine Temperaturzunahme von 1° zu erhalten, als „geothermische Tiefenstufe“ bezeichnet.

Geothermische
Tiefenstufe.

Bequemer lässt sich für die folgende Betrachtung mit dem reziproken Wert der geothermischen Tiefenstufe, dem Temperaturgradienten, rechnen.

Temperatur-
gradient.

Der Temperaturgradient ist die Temperaturzunahme mit wachsen der Tiefe.

Wenn ϑ die Temperatur, x die Tiefe, q die Wärmemenge, die in der Zeiteinheit durch die Einheit des Querschnittes fliesst, λ die Wärme-

leitfähigkeit der Gesteine ist, so lässt sich der Temperaturgradient, nämlich die Temperaturzunahme mit wachsender Tiefe entgegen dem Wärmegefälle, als Differentialquotient ausdrücken:

$$\frac{d\vartheta}{dx} = -\frac{q}{\lambda}.$$

Der Temperaturgradient ist an verschiedenen Stellen der Erde nicht gleich, sondern unterliegt erheblichen Schwankungen, die anormalen Werte (1) haben jedoch ihre besonderen durch die Umgebung bedingten Gründe.

In der Ebene, deren Untergrund sich aus chemisch unveränderlichen, nicht jungvulkanischen Gesteinen aufbaut, beobachtet man eine normale geothermische Tiefenstufe von 32—34 m, dieselbe entspricht einem durchschnittlichen Temperaturgradienten von 0,0003 ° auf 1 cm.

Anormale
Temperatur-
gradienten.

Schon die Nähe grösserer Wassermassen, z. B. des Meeres oder grösserer Seen, übt einen merklichen Einfluss aus. Hier ist die geothermische Tiefenstufe zu gross, der Gradient zu klein. Die Abkühlung der Erdoberfläche durch die Wassermassen ist die Ursache.

Das Relief der Erdoberfläche beeinflusst ferner die Tiefenstufe. Denkt man sich alle Punkte gleicher Temperatur durch Flächen [Geoisothermen] verbunden, so steigen dieselben unter den Bergen und senken sich unter den Tälern. Die Krümmung dieser Isothermen ist sanfter als die des Reliefs.

In Gegenden, in deren Untergrund sich noch nicht völlig erkaltete junge eruptive Einlagerungen finden, nimmt die Temperatur sehr viel schneller zu, die geothermische Tiefenstufe weist extrem kleine Werte auf. Das gilt besonders für die heute noch tätigen Vulkangebiete.

Königsberger (2) und andere haben daher den Vorschlag gemacht, durch ständige Beobachtungen der geothermischen Tiefenstufe die tätigen Vulkane thermisch zu überwachen, da ein drohender Ausbruch sich vorher durch eine Erhöhung der Temperatur im Bohrloch anzeigen wird.

Ein analoges Verhalten zeigen ferner Gegenden, die in der Tiefe Wärme produzierende Einlagerungen bergen, in denen sich chemische Reaktionen unter Wärmebefreiung abspielen, z. B. Steinkohlen-, Petroleum- und Erzvorkommen.

Von der schlechten Wärmeleitfähigkeit hängt endlich die zu kleine geothermische Tiefenstufe unter dem Sande der Wüste oder unter Eisbedeckung ab.

Temperatur-
gesetze.

Zur Ableitung eines Temperaturgesetzes in der Erde muss man zunächst die Wärmeeinnahme und Wärmeabgabe übersehen können.

Dass die Erde ständig Wärme an den Weltraum abgibt, beweist die Richtung des Wärmegefälles, andererseits erhält sie jahraus, jahrein

beträchtliche Mengen Wärmeenergie von aussen, besonders von der Sonne. Wir wissen nicht sicher, ob die Wärmeeinnahme und -abgabe sich kompensiert. Wäre letztere grösser, so befände sich die Erde in einem sich allmählich abkühlenden Zustande, und alle Äusserungen endogener Kräfte liessen sich ungezwungen auf die Abkühlung als Hauptursache zurückführen. Im zweiten Fall bestände ein stationäres Gleichgewicht der Wärme, das sich erst im Laufe der Zeit eingestellt haben kann. Dann verlangen jene Äusserungen eine andere Erklärung. Nur unter der Annahme eines stationären Wärmegleichgewichtes ist unter bestimmten Voraussetzungen das Problem der Temperaturverteilung einer mathematischen Behandlung zugänglich. Bis zu einer Tiefe von 4 km lässt sich die Temperatur in der Erde mit Hilfe der Fourierschen Gleichungen in erster Annäherung berechnen. Allein der in der Erde aufgestapelte Wärmevorrat ist nicht nur der Rest ehemaliger Ballungswärme, andere wärmeproduzierende Einlagerungen kommen noch in Frage.

Chemische oder mechanische Prozesse, die sich unter Wärmeentwicklung abspielen, sind eine weitere Wärmequelle. Dann hat man die unter grösser Wärmeentwicklung vorgehenden Zerfallsreaktionen der radioaktiven Substanzen kennen gelernt. Die Struttischen und andere Untersuchungen haben ergeben, dass diese Substanzen, wenn auch in sehr grosser Verdünnung, in den Gesteinen, besonders in den Eruptivgesteinen, allgemein verbreitet sind. Ihre Wärmeproduktion (2—3) würde, wenn sie in dieser Konzentration nur in einer Schale von begrenzter Mächtigkeit vorkämen, allein schon genügen, ein stationäres Wärmegleichgewicht herbeizuführen. Über die Grösse und Beschaffenheit derartiger wärmespendender Einlagerungen weiss man jedoch nichts Positives. Theoretisch wäre über der Wärme produzierenden Einlagerung der Gradient sehr gross, darunter bald normal oder auch kleiner. Bei Annahme einer Erdschale mit einem gewissen Gehalt an Wärme erzeugenden radioaktiven Körpern würde die Temperatur zunächst normal, dann langsamer zunehmen, um unter dieser Schale eine konstante Maximaltemperatur zu erreichen. Es fehlen somit die Grundlagen für eine mathematische Behandlung des Problems der Wärmeverteilung in der Erde.

An Stelle der gewaltigen Temperaturen, wie sie z. B. Arrhenius in den grösseren Tiefen annimmt, sind wahrscheinlich viel niedrigere zu setzen, die möglicherweise nicht über 5000° hinausgehen. Jedenfalls steigt die Temperatur so weit, dass der kristallisierte Zustand überall aufhört existenzfähig zu sein, und die Magmazone bildet das Liegende. Wie dasselbe unter der Einwirkung der gewaltigen Zusammendrückung beschaffen ist, ist eine Frage, die an dieser Stelle nicht zu erörtern ist.

Mächtigkeit
der festen
Erdrinde.

In welcher Tiefe die Magmazone beginnt, ist zwar für das Verständnis der vulkanischen Erscheinungen von grösster Bedeutung, kann aber auf diesem Wege nicht sicher gelöst werden. Am ehesten darf man eine zuverlässige Antwort aus den Ergebnissen der Erdbebenforschung erhoffen. Wiechert (4) findet die Dicke der festen Erdkruste bis zur Magmaschicht aus der Geschwindigkeit der Hauptwellen in erster Annäherung zwischen 14 und 35 km liegend. Bei grossen Weltbeben treten besonders häufig Perioden von 17 und 18 Sekunden auf, das würde einer Mächtigkeit von 30 km entsprechen. Milne (5) berechnet die Mächtigkeit der festen Erdrinde zu 30 englischen Meilen = 48 km. Die Grenzen, innerhalb welcher die Tiefe bis zur Magmaschicht angenommen wird, sind noch recht weit. Kaum dürfte überdies die Magmazone unter allen Punkten in der gleichen Tiefe anzutreffen sein. 30 km bis 40 km mag ein nicht unwahrscheinlicher Wert sein, aber selbst wesentlich grössere Mächtigkeiten der festen Erdrinde stehen mit dem vulkanischen Phänomen nicht in Widerspruch.

Der Druck und die Spannungsverteilung in der Erde.

Belastungs-
druck.

Die Erdkruste ist nicht mit einem Gewölbe zu vergleichen, das sich selbst zu tragen vermag. Die in einem Gewölbe von den Dimensionen eines Erdringes auftretenden Spannungen würden die Bruchfestigkeit aller Gesteine der Oberfläche bei weitem übersteigen, zudem besteht eine Kontinuität in der äussersten Erdkruste überhaupt nicht, da Zerrungen und Auflockerungen den Zusammenhang vielfach unterbrechen, was sich besonders gut an den ostasiatischen Randbögen mit ihren vorgelagerten grossen Meerestiefen erkennen lässt. Die äussere Kruste lastet vielmehr auf ihrer Unterlage. Der Belastungsdruck auf die Flächeneinheit steigt proportional mit der Tiefe und ist dem Gewicht einer Gesteinssäule von dem Querschnitt der Einheit und der Höhe, die der Tiefe entspricht, gleichzusetzen. Nimmt man das mittlere spezifische Gewicht der Gesteine der äusseren Kruste zu 2,7 an, so würde in der Tiefe von 1 km 270 kg auf 1 cm², in 10 km bereits 2700 kg herrschen. Die lineare Zunahme des Belastungsdruckes mit der Tiefe gilt nur für die äusseren Erdschalen, sie ist für die Tiefen, bis zu welchen die Umarbeitungszone reicht, also für den Schauplatz der vulkanischen Begebenheiten korrekt. Fig. 1 zeigt in der Linie OB den in der Tiefe herrschenden Belastungsdruck an, während OA die Drucke unter dem Gewicht einer entsprechenden Wassersäule, also unter Meeresbedeckung, angibt.

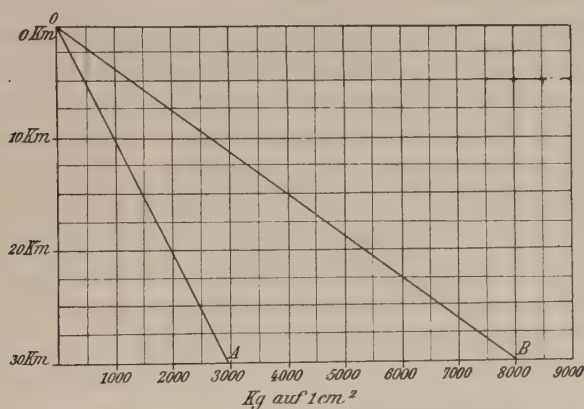
Die Zunahme des Belastungsdruckes muss eine Verdichtung der Materie mit der Tiefe nach sich ziehen. Ist die Grenze der Bruch-

festigkeit erreicht, so tritt ein plastischer Zustand ein, die Gesteine fließen unter der Last der darüber befindlichen Kruste.

Mit dem Problem der Temperatur- und Spannungsverteilung in einer sich abkühlenden Erdkugel haben sich besonders englische Physiker beschäftigt, wie William Thomson (6), Reade (7), G. H. Darwin (8), Ch. Davison (9), O. Fisher (10), Daly (11) u. a. Ersterer leitete eine Formel¹⁾ ab, die den mit der Zeit fortschreitenden Abkühlungsprozess der Erde übersehen lässt. Es zeigt sich, dass die Abkühlungsgeschwindigkeit nicht an der Oberfläche, sondern in einer bestimmten Tiefe am grössten ist, um dann wieder bis zum Nullwert zu sinken. Die Abkühlung dringt also nur bis zu einem gewissen Abstand von der Ober-

Spannungsverteilung in der Erde.

Fig. 1.



Diagramm, die Zunahme des Belastungsdruckes mit der Tiefe in der Hydrosphäre und Lithosphäre angehend.

fläche vor. Die Tiefe, bis zu welcher sie vorrückt und in welcher sie sich am stärksten äussert, hängt von der Abkühlungsdauer ab. Wäre das Alter der Erde bekannt, so würden sich diese Daten genau bestimmen lassen.

Davison berechnet, indem er die Abkühlungsdauer auf etwa

$$^1) v = v_0 + \frac{2V}{\sqrt{\pi}} \cdot \int_0^{x/2\sqrt{V(\pi t)}} \frac{1}{z} e^{-z^2} dz \quad \text{worin } z \text{ die Leitfähigkeit des festen Körpers, } V \text{ die halbe Differenz der beiden Anfangstemperaturen, } v_0 \text{ ihr arithmetisches Mittel, } t \text{ die Zeit, } x \text{ die Entfernung eines Punktes von der Mittelebene, } v \text{ die Temperatur des Punktes } x \text{ nach der Zeit } t \text{ bedeuten. } v \text{ nach } t \text{ differenziert, ergibt}$$

$\frac{dv}{dt} = -\frac{V}{2\sqrt{\pi x}} \cdot \frac{x}{t^{3/2}} \cdot e^{-x^2/4\pi t}$ das Mass der Abkühlung im Punkte x zur Zeit t , dasselbe erreicht für die Tiefe $x = \sqrt{2\pi t}$ einen maximalen Wert, da dann

$$\frac{d^2v}{dx dt} = -\frac{V}{2\sqrt{\pi x}} \cdot \frac{1}{t^{3/2}} \left(\frac{x^2}{2\pi t} - 1 \right) e^{-x^2/4\pi t} = 0 \text{ wird.}$$

Davison, Phil. Transact. R. Soc. A. 178. London. S. 231—238.

v. Wolff, Vulkanismus. I.

174 Millionen Jahre veranschlagt, die Tiefe, in der die Abkühlung am stärksten ist, zu 116 km, die Grenze, bis zu welcher dieselbe in diesem Falle vorgerückt ist, zu 644 km. Die numerischen Werte entbehren aber der gesicherten Grundlage, da, wie gesagt, die Abkühlungszeit nicht bekannt ist und je nach den Annahmen über den Zustand der Erde, ob durchweg fest oder fest und flüssig, Modifikationen eintreten, zudem andere Wärmequellen als die ursprüngliche Ballungswärme der Erde in der Rechnung nicht berücksichtigt sind. An dem allgemeinen Resultat, dass die Abkühlung in einer gewissen Tiefe ihren grössten Betrag erreicht, können die verschiedenen Annahmen jedoch nichts ändern. Ist aber die Abkühlung in den verschiedenen Schalen der Erde verschieden, so muss auch der daraus resultierende Kontraktionsbetrag ungleich sein, und Spannungen sind die Folge.

Nehmen wir z. B. zwei benachbarte konzentrische Schalen A und B, die unter der Schale der grössten Abkühlung liegen heraus, so kühlt sich die obere Schale A schneller ab als die darunter liegende Schale B, sie muss sich entsprechend auch schneller zusammenziehen. Die Schale B schwindet nicht in dem Masse als A sich zusammenziehen will. Es müssen daher in der Schale A dehnende Spannungen sich einstellen, die bis zum Zerreißen anwachsen können. Das Gleiche gilt für die nächste konzentrische Schale C. B kühlt sich schneller ab als C, kontrahiert sich daher auch schneller und Spannungen sind wieder die Folge. Dieselbe Überlegung gilt für alle weiteren Schalen bis zu dem, von der Abkühlung nicht mehr betroffenen Kern, über den alle Schalen gespannt sind, und der nicht nachgiebig ist.

Oberhalb der Fläche grösster Abkühlung ändern sich die Verhältnisse. Es seien wieder A' und B' zwei benachbarte konzentrische Schalen. In der tieferen Schale A' ist nun die Abkühlung grösser als in der darüberliegenden B'. Dementsprechend kontrahiert sich A' stärker als B'. Die Dehnung in B' ist dagegen, also im Gegensatz zu vorhin in B' kleiner als in A'. Die Betrachtung lässt sich für alle weiteren Schalen bis zur Oberfläche fortsetzen. Je näher die Schalen der Oberfläche liegen, desto kleiner wird die Abkühlung und die daraus resultierende Kontraktion. In derselben Weise werden die dehnenden Spannungen kleiner, bis sie in einem bestimmten Abstand von der Oberfläche den Nullwert erreichen. Die weiteren darüberliegenden Schalen kontrahieren sich, die Spannung wechselt das Vorzeichen, aus einer Dehnung wird eine Zusammenpressung.

Die Spannungsverhältnisse in den verschiedenen Tiefen lassen sich am besten in einer graphischen Darstellung übersehen. Trägt man mit Davison (Fig. 2) auf der Ordinatenachse die Tiefen, auf der Abszisse einmal die Abkühlungsgeschwindigkeiten und dann die daraus erwach-

senden Spannungen ab, so erhält man zwei Kurven. Die punktierte Kurve stellt die Abkühlungsgeschwindigkeit, die ausgezogene die Spannungen dar. Positive Spannungen, d. h. Dehnungen, sind nach rechts, Zusammenpressungen, also negative Spannungen, nach links abgetragen.

Der Verlauf beider Kurven zeigt, dass in der Schale der grössten Abkühlung auch die Dehnung am grössten ist. Sie nimmt nach unten und oben ab. In geringer Tiefe schneidet die Spannungskurve die Koordinatenachse, die Spannung wird dort Null und macht in den äussersten Schalen einer Zusammendrückung Platz.

Das Vorhandensein eines Abkühlungsmaximums in bestimmter Tiefe bringt es also mit sich, dass infolge der Abkühlungskontraktion die radiale Verkürzung in den verschiedenen konzentrischen Erdschalen verschieden gross ist. Eine Folge der Unnachgiebigkeit der Unterlage ist das Auftreten tangentialer oder transversaler Spannungen. Es sind demnach zwei Schalen zu unterscheiden. Eine tiefere, bedeutend mächtigere Schale dehnender tangentialer Spannung, die Dehnungsschale oder Tensionsschale, „Shell of Tension“ und eine wenig mächtige Kompressionschale, „Shell of Compression“. Beide werden durch eine spannungslose Niveaufläche getrennt, den „Level of no Strain“.

Die Tiefe, in der diese Niveaufläche sich einstellt, hängt von der Abkühlungsdauer der Erde ab. Sie rückt mit zunehmendem Alter der Erde gegen die Tiefe vor. Es wäre von grossem Wert, ihre Lage in der Gegenwart zu kennen. Da alle Faltungsvorgänge der Erde sich auf die obere, die Kompressionsschale, beschränken, so kann die Tiefe, bis zu welcher die Wurzeln eines Faltengebirges reichen, auch über die Lage der spannungslosen Niveaufläche zur Zeit der Faltung Aufschluss geben. Davison schätzt diese Tiefe zu etwa 8 km, ein Wert, der mit der geologischen Erfahrung nicht im Widerspruch steht.

Die Spannungsverhältnisse der Erdkruste werden für die Erklärung der vulkanischen Erscheinungen in der Tiefe und damit auch für die der Oberfläche von grosser Bedeutung. Das zur Oberfläche empordringende Magma vermag Krustenteile, die unter tangentialer Zu-

Fig. 2.

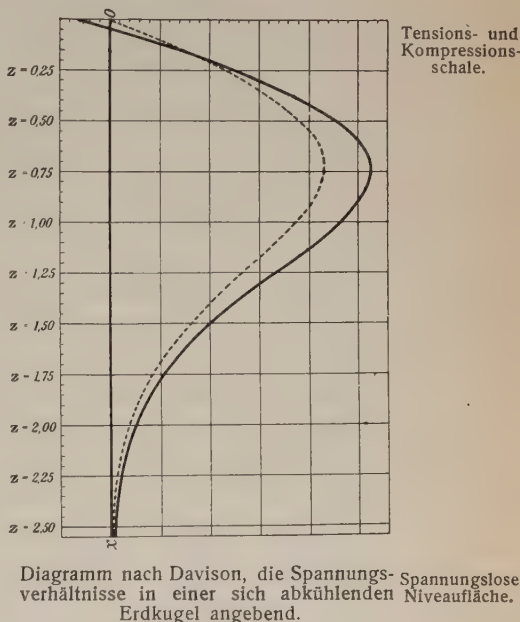


Diagramm nach Davison, die Spannungsverhältnisse in einer sich abkühlenden Erdkugel angehend.

sammenpressung stehen, schwer zu durchbrechen, wie die geologische Beobachtung bestätigt.

Die Einwirkung des Druckes auf die Materie.

Neben der Temperatur ist der Druck der wichtigste Faktor, der auf die vulkanischen Erscheinungen bestimmend einwirkt. Es ist daher auch erforderlich, wenigstens in den Grundzügen die Wirkung des Druckes auf die Materie kennen zu lernen. Jede Spannung, mag sie eine positive Spannung, also eine Dehnung, oder eine negative, also eine Kompression sein, lässt sich in einem festen Körper allgemein durch sechs Funktionen darstellen. Drei Komponenten wirken senkrecht zu den Flächen eines würfelförmig gedachten Volumenelements und drei parallel zu den Würfelflächen tangential scherend. In einer Flüssigkeit können scherende Kräfte nicht auftreten.

Sehen wir im Folgenden von den scherenden Kräften ab, so ist der einfachste Fall der, dass der Druck in den drei Raumrichtungen gleich gross ist.

Hydrostatischer Druck.

Dieser Fall tritt in einer ruhenden Flüssigkeit auf und wird als hydrostatischer Druck bezeichnet. Dem hydrostatischen Druck nähern sich die Verhältnisse da, wo ein Ausweichen der festen Materie nicht möglich ist und dieselbe sich ähnlich wie eine Flüssigkeit verhält. So beschaffen ist der Druck der grossen Tiefe; er wird durch das Gewicht der darüber lastenden Masse bestimmt. Wie die mineralogische und petrographische Erfahrung (12—13) der letzten Jahrzehnte mit immer grösserer Klarheit zeigt, wirkt der ungerichtete, hydrostatische Druck in erster Linie auf die Volumenenergie eines Körpers ein. Die Materie findet sich zu denjenigen Verbindungen zusammen, die den kleinsten Raum einnehmen, also am dichtesten sind, dabei verlangsamt sich die Beweglichkeit der Moleküle. Die unter der Einwirkung des Druckes sich abspielenden Umwandlungen gehen nur langsam vor sich. Hohe Temperatur übt die entgegengesetzte Wirkung aus, indem sie allgemein reaktionsbeschleunigend wirkt und bestrebt ist, das Volumen zu vergrössern. Druck und Temperatur sind antagonistischer Natur, sie heben sich in ihrer Wirkungsweise gegenseitig auf, und je nachdem der eine oder andere der beiden Faktoren vorherrscht, wird eine Reaktion anders verlaufen.

Pressung oder Stress.

Im allgemeinsten Fall sind die drei senkrecht zu den Wänden des kubischen Volumenelements wirkenden Druckkräfte ungleich. Es bedeute a den grössten, b den mittleren und c den kleinsten Druck. Dann verdienen zwei Spezialfälle eine besondere Beachtung.

1. Es sei $a > b = c$, dann wirkt in einer bestimmten Richtung ein maximaler Druck und senkrecht dazu stehen Druckminima, Richtungen

geringsten Widerstandes. Becke (12) bezeichnet diesen Fall als Pressung, Grubenmann (13) nach dem englischen Wort als „Stress“.

2. Es sei $a = b > c$, dann ist in einer Richtung der Druck am kleinsten und senkrecht dazu gleich und am grössten. Dieser Fall läuft auf eine Streckung hinaus.

Pressung und Streckung sind Wirkungen des gerichteten Druckes. Derselbe wird sich in erster Linie innerhalb der Kompressionschale geltend machen, wo ein Ausweichen der Materie möglich ist. Er kann sich nur in einem festen Körper äussern; eine Einwirkung auf Flüssigkeiten wäre nur für den Fall grösster Zähflüssigkeit denkbar.

Der gerichtete Druck beeinflusst in erster Linie die Formenenergie eines Körpers, indem er je nach der Art der Stresswirkung die Bildung tafelförmiger oder gestreckter Kristalle begünstigt.

Eine Druckeinwirkung kann einen vorübergehenden oder bleibenden Effekt hinterlassen.

Hält sich die Beanspruchung innerhalb der Elastizitätsgrenze, so tritt eine elastische Deformation ein, die mit dem Nachlassen der Kräfte wieder zurückgeht. Bleibend sind Deformationen an Kristallen, die zu einfachen Translationen, Verbiegung und Gleitwillingsbildung, wie die bekannten Druckwillinge des Kalkspats, führen. Eine Deformation über die Elastizitätsgrenze hinaus führt allgemein zur Lösung des Zusammenhangs und zur randlichen oder völligen Zertrümmerung des Körpers. Derartige Erscheinungen beschränken sich auf eine geringe Tiefe. In grösserer Tiefe tritt eine bruchlose Umformung, ein Gesteinfließen (rock flowage), an Stelle der Umformung durch Bruch.

Deformationen.

Die Plastizität, die die Voraussetzung einer bruchlosen Umformung ist, ist nach Tamman (14) eine Eigenschaft, die allen Kristallen in mehr oder weniger hohem Grade zukommt. Sie kann als reziproke innere Reibung aufgefasst werden. Mit steigender Temperatur nimmt sie sehr schnell zu und erreicht besonders in der Nähe des Schmelzpunktes sehr hohe Werte. Diese theoretische Auffassung findet durch die Torsionsversuche von Milch (15) am Steinsalz eine experimentelle Bestätigung, denn es gelang schon bei 205° einen Steinsalzstab zu verbiegen, während der Schmelzpunkt dieser Substanz erst bei 820° liegt.

Bruchlose Umformung.

Der Eintritt einer bruchlosen Umformung hängt von einer Reihe von Faktoren ab.

Eine Hauptrolle spielt die Eigenart des Gesteins. Je grösser seine Bruchfestigkeit ist, desto schwieriger tritt eine bruchlose Umformung ein, und es gehören viel grössere Druckkräfte dazu, um den plastischen Zustand herbeizuführen, als im anderen Fall.

Von entscheidendem Einfluss ist ferner die Geschwindigkeit, mit der die Deformation einsetzt. Plötzliche Beanspruchungen führen sehr

viel leichter zum Bruch als langsam ansteigende. Selbst Druckkräfte, die nicht einmal zum Bruch ausreichen, können, wenn sie sehr lange einwirken, bereits plastische Umformungen bewirken.

Endlich ist die Temperatur nicht ausser acht zu lassen. Sie begünstigt sehr den plastischen Zustand, wie oben gezeigt wurde.

Diese bisher allgemein geteilte Auffassung der bruchlosen Umformung bedarf noch einer experimentellen Bestätigung. Die sehr interessanten Versuche, die Fr. A d a m s (16) in neuester Zeit gemacht hat, zeigen, dass man nicht die Grenze der Bruchfestigkeit gleich dem Anfang des Gesteinsfließens setzen darf. Nach den Erfahrungen von A d a m s, auf die später noch näher einzugehen ist, erscheint es fraglich, ob die bruchlose Umformung wirklich die Rolle spielt, die ihr von vielen Forschern zugeschrieben wird.

Chemische
Umformung.

Neben der mechanischen Umformung kennt man aber noch eine chemische Umformung durch Druckkräfte, die sich durch Auflösung und Wiederauskristallisation aus Lösungen abspielt. Druckzunahme fördert dabei die Lösung, Druckentlastung die Kristallisation. Diesem Vorgang misst die neuere Petrographie allgemein eine besondere Bedeutung für das Zustandekommen der Strukturen der sog. kristallinen Schiefer bei.

Das Ent-
stehungsgebiet
der kristallinen
Schiefer und
der Intrusionen.

Das Produkt der Verdichtung sind Gesteine, die man als sog. „kristalline Schiefer“ zusammenzufassen pflegt. Der Gneis ist der wichtigste und verbreitetste Repräsentant dieser Gruppe. Man fasst sie als durch Druck umgewandelte Eruptivgesteine und Sedimente auf.

Die vulkanischen Erscheinungen sind eng an Gebiete der Auflockerung der Erdkruste geknüpft, die Entstehung der kristallinen Schiefer dagegen ist eine Folge der Zusammenpressung.

Beide Phänomene stehen also im Gegensatz zu einander. Es kann daher die klare Erkenntnis nur fördern, wenn beide Entstehungsgebiete scharf gesondert und örtlich abgegrenzt werden.

Das wichtigste charakteristische Merkmal typischer kristalliner Schiefer ist ihre schiefrige oder flaserige Textur. Dieselbe ist das Resultat einer gesetzmässigen Anordnung der Mineralbestandteile, die eine bestimmte Tracht, d. h. Formenhabitus haben. Die Schieferstruktur kommt durch Parallelstellung tafelförmiger Kristalle z. B. Glimmerblättchen zustande. Hier ist demnach eine Einwirkung auf die Formenenergie deutlich erkennbar, die nur die Folge gerichteter Druckkräfte sein kann. Gerichtete Druckkräfte treten bei tangentialer Zusammenpressung auf. Letztere ist eine Erscheinung der Kompressionsschale und bleibt, wenn man die obige Schätzung der Mächtigkeit gelten lässt, auf die ersten 8 km Tiefe beschränkt.

In der Tensionsschale dagegen herrscht tangentialer Dehnungs-

spannung und ausserdem eine Zusammenpressung unter dem Gewicht der darüber lastenden Kruste, die sich als hydrostatischer Druck äussern muss und nicht gerichtet ist. *Reade* kennzeichnet diese Beanspruchung als „compressive Extension“, was man als Dehnung unter Belastungsdruck übersetzen kann. Eine Einwirkung kann sich hier höchstens auf die Volumenenergie geltend machen, soweit die höhere Temperatur nicht diese Wirkung kompensiert. Daraus geht hervor, dass die eigentlichen kristallinen Schiefer in der Kompressionsschale unter der Wirkung tangentialer Zusammenpressung entstehen, also gelegentlich faltender Vorgänge, und nicht unter der alleinigen Wirkung des Belastungsdruckes. Die liegenden Gneise, die der präkambrischen oder archaischen Formation zugerechnet werden, sind auch in der Kompressionsschale entstanden und zwar durch gebirgsbildende Vorgänge, die in den frühesten Perioden sehr viel häufiger stattfanden und umfassender waren.

Die Kompressionsschale ist inhomogen. Die Auslösung der Kompressionsspannung durch Faltung der Kruste trifft nur hierzu besonders empfindliche Stellen der Schwäche. Im übrigen folgt die äussere Schale der schwindenden Unterlage; Brüche und Zerreibungen entstehen. In derartigen Gebieten sind die vulkanischen Erscheinungen zu Hause.

Man beobachtet Vulkane und Eruptivgesteine:

1. Auf der Rückenseite der Faltengebirge, während die Stirnseite frei ist. Die Richtung der faltenden Kraft gibt die Orientierung. Die Intrusionen und Extrusionen folgen zeitlich der Faltung oder sind gleichaltrig.

2. Die Vulkane bauen sich über alten Kordillern auf, die ein zweites Mal von einem Zusammenschub betroffen wurden, nicht mehr einer Zusammenfaltung fähig sind und daher zertrümmert werden.

3. Vulkane siedeln sich auf Senkungsfeldern an.

4. Brüche und besonders Grabenbrüche sind dem Austritt des Magmas günstig.

5. Eine besondere Rolle spielen zerrende Dislokationen. Die Zerrungsbögen, deren Typ besonders in den ostasiatischen Randgebilden, wie v. *Richt h o f e n* gelehrt hat, entwickelt ist, sind besonders tätige vulkanische Linien.

Das gemeinsame Moment ist die Zerrüttung und Auflockerung der Kruste, die es dem Magma der Tiefe möglich macht, die Oberfläche zu erreichen. Auf dem langen Wege, den es vom Ursprungsort bis zum Tage zurückzulegen hat, ist die Überwindung der letzten Strecke innerhalb der Kompressionsschale am schwierigsten. Das lehren die vielen Intrusionen, die in der Tiefe, vielfach sehr nahe der Oberfläche, stecken bleiben; die treibende Kraft reicht nicht aus, die letzte kleine Wegstrecke zu überwinden.

Die Spalten-
frage.

Eine andere Frage von grosser Bedeutung für die vulkanischen Erscheinungen, die Spaltenfrage, steht in enger Beziehung zu den Druck- und Spannungsverhältnissen in der Erdkruste.

Dieses Problem hat die Vulkanforschung lange beschäftigt.

Die einen halten präexistierende Spalten für eine notwendige Bedingung, ohne die das Magma nicht bis zur Oberfläche dringen kann. Andere wieder leugnen das Vorhandensein derartiger Spalten im Untergrund der Vulkane und schreiben dem vulkanischen Magma die Fähigkeit zu, selbständig die Kruste zu durchbrechen, ohne Rücksicht auf den tektonischen Bau der Unterlage.

Spalten und Brüche in der äusseren Erdkruste sind sehr verbreitete Erscheinungen. Doch muss man offene, klaffende von geschlossenen, fest zusammengepressten Spalten scharf unterscheiden.

Spalten sind zum Teil nur oberflächliche Erscheinungen, teils aber reichen sie bis in grössere Tiefen hinab. Man kennt Verwerfungen, deren Sprunghöhe nach tausenden von Metern zählt.

Es ist nun eine Frage von grösster Bedeutung nicht nur für den Vulkanismus allein, wie tief sich Hohlräume in der Erde unter dem gewaltigen hydrostatischen Druck offen halten können (17—18). Zur Beantwortung dieser Frage ging man von der Bruchfestigkeit der Gesteine aus, die durch Bestimmung des Drucks, der erforderlich ist, um einen Gesteinswürfel zu zerquetschen, ermittelt wurde. Derselbe beträgt, um ein Beispiel einer neueren Bestimmung anzuführen, nach A d a m s (16) für den Kalkstein von Solnhofen 2318,8 kg pro cm², für Granit von Westerly, Rhode Island U. S. A. 1924,72 kg pro cm². Der dichte Kalkstein ist auffallender Weise fester als der Granit. Die Grenze der Bruchfestigkeit entspricht etwa einer Tiefe von 10 km, bis zu 12 km Tiefe ist sie jedenfalls sicher erreicht.

V a n H i s e (17) unterscheidet danach eine obere Zone, die er Bruchzone (Zone of fracture) nennt, von einer tieferen Fliesszone (Zone of Rock flowage), in der alle Gesteine über die Bruchgrenze hinaus belastet sind. Die Grenze liegt in 10—12 km Tiefe, das spezifische Gewicht der Gesteine = 2,5 gesetzt. Nach H o s k i n würden sich bereits in einer Tiefe von 6,5 km kleine Hohlräume schliessen, mit Wasser gefüllte Hohlräume wären bis zu 10,35 km existenzfähig.

Adams' Ver-
suche.

Die bereits oben erwähnten neuesten Versuche von A d a m s bestätigen diese Schlussfolgerungen nicht. A d a m s wandte enorme Drucke bis zu 18 070 kg pro cm² an, welche dem Druck einer Tiefe von 64 km entsprechen würden und die Bruchfestigkeit um das Vielfache übertreffen. Seine Versuchsbedingungen sind andere als bei den gewöhnlichen Zerquetschungsversuchen und entsprechen besser den Verhältnissen der Natur. Ein Gesteinszylinder mit vertikaler und seitlicher Durchboh-

rung wurde in einem Nickelstahlblock einem bisher nicht erreichten hydrostatischen Druck ausgesetzt. Es zeigte sich, dass Granit $2\frac{1}{2}$ Monate den ungeheuren Druck von 14 060 kg auf 1 cm^2 auszuhalten vermag, ohne dass die Hohlräume sich schliessen. Dieser Druck übersteigt die Bruchfestigkeit etwa um das Siebenfache und würde einer Tiefe von rund 50 km entsprechen. Auch der Einfluss der Temperatur wurde untersucht, und die Versuche bei 450° und 550° wiederholt; die Zylinder hatten einen Druck von 6 750 kg pro $\text{cm}^2 = 24\text{ km}$ Tiefe während 70 Stunden auszuhalten, ohne dass eine merkliche Veränderung an den Durchbohrungen eintrat. Die Temperatur von 450° dürfte einer Tiefe von 14 km, 550° von 18 km etwa entsprechen.

Auf Grund dieser Erfahrungen gelangt Adams zu dem Resultat, dass leere Hohlräume wenigstens bis zu einer Tiefe von 17,7 km existenzfähig sind und, falls sie mit Wasser oder Gasen gefüllt sind, noch tiefer hinabreichen mögen.

King (19), der die Adamsschen Versuche rechnerisch auswertete, findet die Tiefe, bis zu welcher Hohlräume im Granit existenzfähig bleiben, zwischen 27,7 und 33,7 km liegend, die Durchschnittsdichte der Oberflächengesteine gleich 2,7 gesetzt.

Damit ist die Frage entschieden, dass Hohlräume noch bis in sehr grosse Tiefen existenzfähig bleiben.

Sie reichen jedenfalls noch tief in die Tensionsschale trotz des selbst herrschenden grossen hydrostatischen Druckes und höherer Temperatur. Wegen der dort herrschenden Dehnungsspannung ist es möglich, dass eine Spalte in der Tiefe klafft und erst sich in der Kompressionsschale unter der tangentialwirkenden Pressung schliesst. Die Gestalt der Hohlräume wird auch auf ihre Bestandfähigkeit nicht ohne Einfluss sein.

Die Gliederung des Schauplatzes vulkanischer Tätigkeit in Tiefenstufen.

Die äusseren physikalischen Bedingungen sind für die Natur des vulkanischen Vorgangs genau so bestimmend, wie sie jede andere Art geologischer Begebenheiten regieren. Druck und Temperatur sind die beiden Hauptfaktoren, die auf den Verlauf einer jeden chemischen und physikalischen Reaktion von aussen einwirken. Es sind Faktoren, die mit der Tiefe veränderlich sind.

Der Schauplatz der vulkanischen Begebenheit ändert sich demnach auch mit der Tiefe, und mit ihm werden die vulkanischen Erscheinungen sich verschieden abspielen. Diese Tatsache rechtfertigt eine Gliederung der vulkanischen Erscheinungen nach Tiefenstufen, wie sie z. B. bei

den Erscheinungen des Metamorphismus mit grossem Erfolg durchgeführt worden ist.

Gegen die Tiefe fortschreitend sind folgende Tiefenzonen zu unterscheiden:

Zone der
Oberfläche.

1. Die Oberfläche (Zone der Atmosphäre). Der Druck ist Atmosphärendruck. Beim Eintritt in diese Zone erleidet das Magma eine plötzliche sehr bedeutende Druckentlastung. Gerade dieser Umstand verleiht den vulkanischen Erscheinungen auf der Oberfläche ein eigenes Gepräge. Die Temperatur ist niedrig, die Abkühlungsgeschwindigkeit gross. Die Berührung mit den Gasen der Atmosphäre schafft besondere chemische Wechselwirkungen. So kommt es, dass die vulkanischen Erscheinungen auf der Oberfläche besonderer Art sind und sehr von den analogen Vorgängen der Tiefe abweichen. Man hat sie daher lange Zeit als eine Erscheinung für sich behandelt.

Zone der
Hydrosphäre.

2. Zone der Hydrosphäre. Der Druck bestimmt sich durch das Gewicht der Wassersäule und kann auf dem Boden sehr tiefer Ozeane recht beträchtlich sein. Beim Eintritt in diese Zone ist die Druckentlastung, die das Magma durchzumachen hat, nicht so jäh wie in der vorigen Zone. Die Temperatur ist niedrig, die Abkühlungsgeschwindigkeit sehr gross. Die Berührung mit dem Wasser liefert besondere Verhältnisse. Die submarinen Eruptionen, die die vulkanischen Erscheinungen dieser Zone darstellen, vermitteln zwischen den Erscheinungen der Oberfläche und der Tiefe.

Zone des
Abbaues.

3. Zone des Abbaues (Zone des Katamorphismus von Hise [17]). Als Zone des Katamorphismus bezeichnete von Hise die oberste Zone der Lithosphäre, weil in diesem Gebiet die komplexen Verbindungen das Bestreben zeigen, in einfache überzugehen. Diese erste Stufe der Erdtiefe ist durch mässige Temperatur und nicht zu grossen hydrostatischen Druck gekennzeichnet. Die chemischen Reaktionen verlaufen überwiegend unter Wärmebefreiung oder, wie man zu sagen pflegt, mit positiver Wärmetönung, die Volumenreaktionen dagegen unter Wärmeabsorption, doch überwiegt die durch chemische Prozesse frei werdende Wärme. Die neu entstehenden Mineralien besitzen ein grösseres Molekularvolumen¹⁾. Auch die chemischen Gleichgewichte sind die mässigen Druckes und mässiger Temperatur. Unter den Reaktionen sind Oxydationen und Hydratbildungen die wichtigsten. Durch letzteren Prozess werden der Erdoberfläche im Laufe der Zeit recht erhebliche Quantitäten Wasser entzogen. Diese Stufe ist das Reich des Kohlenstoffes, während das verwandte Element Silizium in der nächsten Stufe zur Herrschaft

¹⁾ Molekularvolumen = $\frac{\text{Molekulargewicht}}{\text{Spezifisches Gewicht}}$ ist eine Verhältniszahl, die einen Massstab für die Dichte der Raumerfüllung liefert.

gelangt. Die Kohlensäure verdrängt die Kieselsäure aus ihren Verbindungen. Damit sind die physikalisch-chemischen Eigenarten dieser Zone in grossen Zügen charakterisiert. Man kann vielleicht noch mit *van Hise* zwei Unterabteilungen unterscheiden:

a. Den Verwitterungsgürtel (*Belt of weathering*). Derselbe umfasst die wenig mächtige äusserste Schale bis zum Grundwasserspiegel. Seine Mächtigkeit ist je nach der Lage desselben verschieden und nicht konstant. Zerstörende Prozesse, Auflockerungen und Zersetzungen der Gesteine, Oxydation, Karbonat- und Hydratbildung erreichen hier ihr Maximum.

b. Der Zementationsgürtel (*Belt of Cementation*) ist von ungleich grösserer Mächtigkeit. Hydrat- und Karbonatbildungen überwiegen über die Oxydationsprozesse. Die in der Tiefe und an der Oberfläche gelösten Substanzen gelangen hier zum Absatz und bewirken eine Verkittung und Verhärtung der Gesteine.

Die physikalisch-chemische Zone des Katamorphismus deckt sich ihrem Umfange nach mit der Bruchzone *van Hises*. Im Vorigen wurde gezeigt, dass eine Bruchzone in dieser Weise nicht zu Recht besteht. Sie kann besser durch die Kompressionsschale ersetzt werden. Die Mächtigkeit dieser Schale wurde auf 8 km geschätzt. Dieser Zahlenwert mag auch roh für die Zone des Katamorphismus angenommen werden. Eine scharfe Grenze gegen die folgende Stufe existiert nicht.

Die Kompressionsschale steht unter tangentialer Pressungsspannung, die zeitlich und örtlich begrenzt, in den Faltungsvorgängen zu gewaltigen Werten anwachsen kann. Es gelten alle oben skizzierten Verhältnisse streng genommen nur für massenstatische Verhältnisse.

Durch die gebirgsbildenden Faltungsvorgänge können vorübergehend in örtlich begrenzten Teilen der Zone sehr wesentlich andere äussere Bedingungen geschaffen werden, die in einem ausserordentlichen Ansteigen des gerichteten Druckes bestehen und infolge dessen auch die sonst in dieser Zone sich abspielenden physikalisch-chemischen Vorgänge von Grund aus umändern. Derartigen abnormen Verhältnissen wird besonders Rechnung zu tragen sein.

Die der Beobachtung zugänglichen Teile der Erdkruste gehören überwiegend der Zone des Katamorphismus oder der Kompressionsschale an. Nur in wenigen archaischen Gebieten der Erde sind gegenwärtig Teile erschlossen, die sich einst in einer grösseren Tiefe befanden.

4. *Zone des Aufbaues* (*Zone des Anamorphismus*). Als Zone des Anamorphismus bezeichnete *van Hise* die Zone des Aufbaues komplexer Silikatverbindungen. Sie reicht bis zur Magmaregion. Die Temperatur ist hoch und steigt bis zum Schmelzpunkt. Der hydrostatische Druck ist sehr gross. In dieser Zone kehren sich die chemischen Reak-

Zone des
Aufbaues.

tionen der vorigen Tiefenstufe zum Teil um. Die Kohlensäure wird durch Kieselsäure ersetzt, es beginnt das Reich des Siliziums und seiner Verbindungen. Zu Oxydationsvorgängen fehlt der hierzu nötige Sauerstoff, es herrschen reduzierende Reaktionen vor. Mit Ausnahme der hydroxylhaltigen Glimmer sind alle Mineralien wasserfrei, diese entstehen sehr wahrscheinlich unter der Mitwirkung gasförmiger Fluorverbindungen, wasserhaltige Verbindungen werden entwässert.

Auch das Vorzeichen der Wärmetönung wechselt. Die Volumenreaktionen gehen meist unter Wärmebefreiung vor sich, die chemischen unter Wärmeabsorption; erstere dominieren und streben nach einer Verdichtung der Materie. Jedoch sind Temperatur und hoher Druck antagonistischer Natur und heben sich in ihrer Wirkung gegenseitig auf.

Diese Zone steht unter dehnender Spannung und gleichzeitigem hohen Belastungsdruck. Sie deckt sich dem Umfang nach mit der Tensionsschale. Nach den oben besprochenen Adamsschen Versuchen sind leere Hohlräume auch noch bis zu diesen Tiefen möglich. Diese Zone ist nur in seltenen Fällen aufgeschlossen.

Magmazonen.

5. Die Magmazonen. Die Tiefe, in der die Magmazonen beginnt, wurde hier zu 30 bis 40 km angenommen. Diese Grenze ist aber durchaus hypothetisch und stützt sich auf die Wiechertschen Beobachtungen und auf eine fragliche Auswertung der Temperaturzunahme in der Erde weit über das Beobachtungsintervall hinaus. Andere Forscher schliessen aus der Rieghkeit der Erde gegen das Gezeitenphänomen auf eine erheblich grössere Mächtigkeit der festen Erdkruste.

Der Übergang zur Magmaregion ist sehr wahrscheinlich kein scharfer, sondern wird durch sehr zähflüssige Lagen vermittelt. An der Grenze muss zwischen dem kristallisierten und flüssigen Zustand Gleichgewicht bestehen. Die Temperatur der Zone ist die des Schmelzpunktes oder liegt darüber, wenn man von dem Einfluss der Unterkühlung absieht. Der hydrostatische Druck ist sehr gross. Hohe Temperatur und hoher Druck bestimmen die chemischen Gleichgewichte und damit auch die chemischen Affinitäten der wirksamen Stoffe zu einander. Dieselben sind andere als an der Oberfläche bei niedrigen Temperaturen. Die Chemie der hohen Temperatur hat gezeigt, dass die Verbindungen in diesem Gebiet ganz anderer Natur sind als unter gewöhnlichen Verhältnissen. So zeigt, um ein Beispiel anzuführen, der sonst chemisch träge Stickstoff eine viel grössere Neigung, Verbindungen einzugehen. Man könnte daran denken, die Gliederung in physikalisch-chemische Zonen noch weiter auf die Bereiche hoher und höchster Temperatur und des Druckes auszudehnen; doch fehlen heute dazu noch die Grundlagen. Der Druck verschiebt nach dem Thomson - Bunsenschen Gesetz den Schmelzpunkt. Ist nämlich T der Schmelzpunkt, p der Druck, V_f das Volumen des

flüssigen, V_k das des kristallisierten Zustands und R die Schmelzwärme, so ist die Schmelzpunktsverschiebung durch Druck:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{(V_f - V_k)T}{R}.$$

Für Substanzen, die im kristallisierten Zustand dichter, spezifisch schwerer sind als im flüssigen, — hierzu gehört die überwiegende Mehrzahl, auch die Silikate, nur das Wasser, bzw. Eis ist eine der seltenen Ausnahmen — ist die Schmelzpunktsverschiebung positiv, da die Differenz $V_f - V_k$ positiv ist. Steigender Druck rückt den Schmelzpunkt hinauf.

Nun hat T a m m a n n (14) an organischen und anorganischen Substanzen, die dem Experiment leichter zugänglich sind als die hochschmelzenden Silikate, gezeigt, dass allgemein mit höheren Drucken die Differenz $V_f - V_k$ kleiner wird und sich dem Nullwert nähert, bei besonders günstigen Stoffen liess sich dieser Nullwert auch erreichen. Die allgemeine Gültigkeit dieser Erfahrung vorausgesetzt, lehrt die Tammannsche Untersuchung, dass die Schmelzpunktsverschiebung für einen bestimmten Druck einen grössten oder kleinsten Wert erreichen muss. Für die Silikate ist also bei einem gewissen Druck ein maximaler Schmelzpunkt zu erwarten, bei welchem die Kristallisation sich ohne jede Volumenänderung vollzieht. Eine weitere Drucksteigerung macht $V_f - V_k$ negativ, und der Schmelzpunkt sinkt wieder.

Es sind demnach zwei Gebiete zu trennen, ein Gebiet der Kristallisation unter Volumenkontraktion mit $V_f - V_k > 0$ und tiefer ein solches unter Volumendilatation mit $V_f - V_k < 0$, beide getrennt durch das Gebiet des maximalen Schmelzpunktes. Die Lage des maximalen Schmelzpunktes ist abhängig von den physikalischen Eigenschaften der Substanz und liegt für verschiedene Magmen in verschiedener Tiefe.

Gebiete der Kristallisation unter Volumenkontraktion und Dilatation.

Will man die Abhängigkeit der Schmelztemperatur vom Druck und damit von der Tiefe graphisch zur Anschauung bringen, so erhält man eine schwach gekrümmte Kurve, die sich jenseits des maximalen Schmelzpunktes zur Druck-Tiefen-Ordinatenachse zurückbiegt.

Die Lage des maximalen Schmelzpunktes der Silikate ist nicht bekannt. Es fehlt zwar nicht an Versuchen, dieselbe schätzungsweise zu ermitteln. Auf der glaubwürdigsten Unterlage beruhen die Schätzungen von V o g t (20), der den maximalen Schmelzpunkt eines Feldspates oder Augits in einer Tiefe von $150 \text{ km} = 40\,000 \text{ Atm.}$ Druck zu ca. 1400° ansetzt.

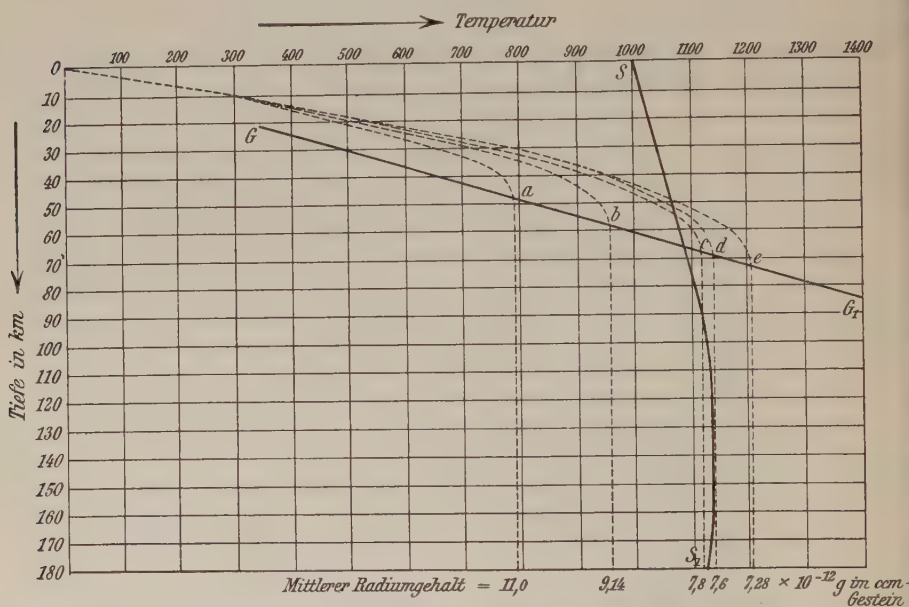
Nun ist das Temperaturgesetz in der Erde, welches die Temperatur in verschiedenen Tiefen angibt, unbekannt. Wie aber auch beide Kurven, die Temperatur- und die Schmelzkurve, mit der Tiefe verlaufen mö-

gen, das eine ist ziemlich sicher, dass sie zum Schnitt kommen müssen. Dann sind nur drei Möglichkeiten denkbar.

1. Der Schnittpunkt liegt oberhalb des maximalen Schmelzpunktes im Gebiet der Kristallisation unter Volumenkontraktion. Eine relativ wenig mächtige feste Erdkruste steht dem mächtigen isotropen Erdkern gegenüber.

2. Der Schnitt erfolgt unterhalb des maximalen Schmelzpunktes im Gebiet der Kristallisation unter Volumenausdehnung. Dann wäre eine sehr mächtige Erdkruste anzunehmen.

Fig. 3.



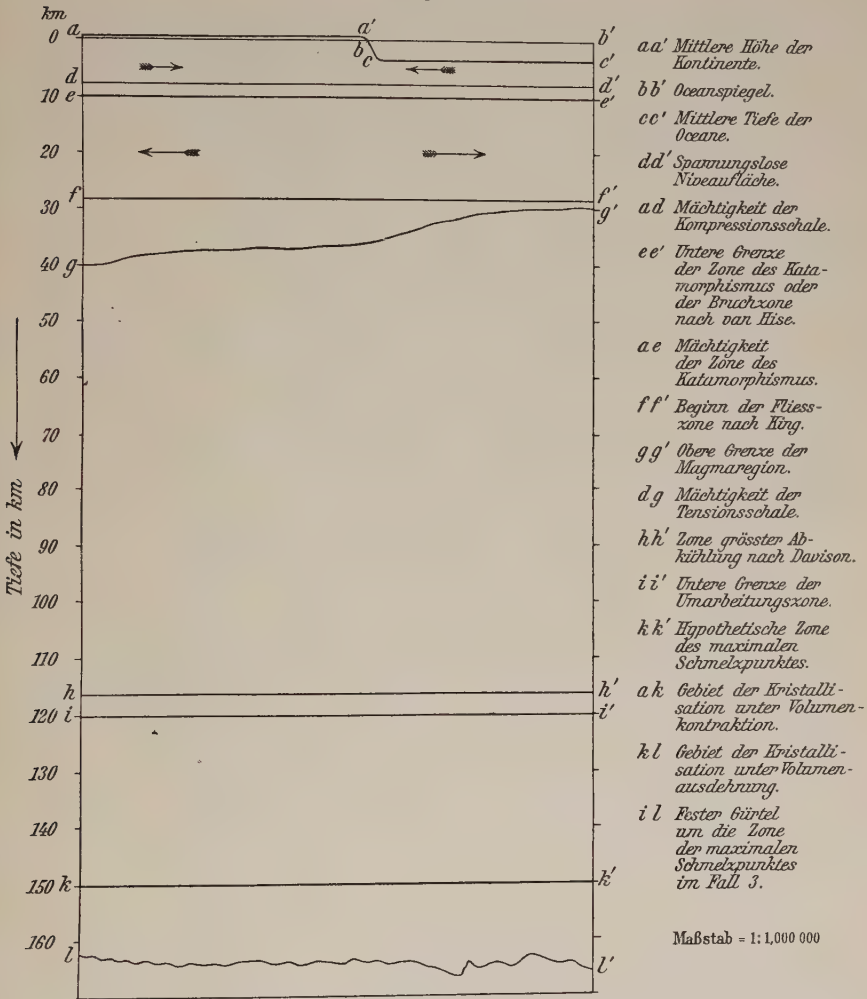
Drei mögliche Fälle des Schnittes der Schmelzkurve der Silikate mit der Temperatur-Tiefenkurve in der Erde nach v. Wolff.

3. Es tritt ein mehrfaches Schneiden beider Kurven ein. Dieser eigenartige Fall ist unter bestimmten Voraussetzungen, wie ich gezeigt habe (21), durchaus möglich. Führt man nämlich den gesamten Wärmeinhalt der Erde auf die Wärmerzeugung radioaktiver Prozesse zurück, so ist höchstens, ein stationäres Wärmegleichgewicht vorausgesetzt, diese Wärmeerzeugung auf eine Oberflächenschale von bestimmter Mächtigkeit beschränkt. Die Temperatur steigt bis zu einem grössten Wert auf der Innenseite dieser radioaktiven Schale, um dann konstant zu bleiben. Die Temperaturkurve biegt in eine gerade Linie ein, kann also unter Umständen die Schmelzkurve dreimal schneiden. In diesem Fall hätten wir eine verhältnismässig dünne äussere Kruste, darunter eine

Magmazone und um die Tiefe des maximalen Schmelzpunktes einen mächtigeren festen Gürtel, dem endlich der isotrope Erdkern folgt.

Aus diesen Verhältnissen ergibt sich für den Vulkanismus eine sehr wichtige Konsequenz. Die infolge der fortschreitenden Abkühlung

Fig. 4.



Schematischer Durchschnitt durch die Erdkruste, die Gliederung in Tiefenstufen darstellend.

eintretende Kristallisation erzeugt in Fall 2 und 3, da sie sich unter Volumenausdehnung in der Tiefe abspielt, eine Spannung von innen gegen aussen und verleiht damit dem vulkanischen Magma eine eigene, gegen die Oberfläche treibende Kraft, während im ersten Fall das Magma sich vollständig passiv verhalten müsste.

Es lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, welcher der drei Fälle wirklich vorliegt. Fall 3 beseitigt manche Schwierigkeiten, die in den anderen Fällen bestehen bleiben.

Über den Zustand der stark zusammengepressten Materie der grösseren Tiefen lässt sich wenig Bestimmtes sagen. Für das vorliegende Problem ist es auch von geringer Bedeutung, ob man sich den Zustand fest, flüssig oder gasförmig denken soll, ob vielleicht der Aggregatzustand überhaupt mit dem unter gewöhnlichen Verhältnissen vergleichbar ist. Wiechert charakterisiert den Zustand der Erde in folgender Weise. Gegenüber kurz andauernden Deformationen verhält sie sich ausserordentlich rieg, wenn man unter Riegheit die elastische Widerstandsfähigkeit gegen Formenveränderungen versteht, dagegen nachgiebig wie eine gewöhnliche Flüssigkeit Deformationen gegenüber, deren Dauer von der Grössenordnung geologischer Zeiten ist. Die Beschaffenheit des Pechs mag eine annähernde Vorstellung einer unter so hohem Druck stehenden Flüssigkeit geben. Es sei noch darauf hingewiesen, dass selbst der überkritische Zustand eine Kristallisation nicht auszu-schliessen braucht, wie T a m m a n n am Phosphoniumchlorid nachgewiesen hat, dessen kritische Daten 50° und 75 Atm. sind. Trotzdem tritt bei 50° und 750 Atm. Kristallisation ein, bei 100° erfordert die Kristallisation einen Druck von 3000 Atm.

Die Bary-
sphäre

6. Die Barysphäre. Die nächste Tiefenstufe würde mit dem Eisenkern oder der Barysphäre in einer Tiefe von 1500 km beginnen.

Äusserungen dieser Zone machen sich nicht mehr bis zur Oberfläche bemerklich. Wenn Wirkungen von der Barysphäre auf die Hülle überhaupt ausgehen, so entziehen sie sich der mittelbaren Wahrnehmung. Die Zone liegt ausserhalb des Schauplatzes vulkanischer Tätigkeit, kommt also hier nicht mehr in Frage.

Fig. 4 stellt einen schematischen Durchschnitt durch die Erdkruste mit den verschiedenen Tiefenstufen dar.

Literatur.

1. Michael, Monatsbl. d. deutsch. geol. Ges. 1909. 61. S. 11.
2. Joh. Koenigsberger, Normale und anormale Werte der geothermischen Tiefenstufe. Zentralbl. f. Min. 1907. S. 673—679. — Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Berge und Täler, Schichtstellung, durch fliessendes Wasser und durch Wärme erzeugende Einlagerungen. Eclog. geol. Helv. 9. 1906. S. 133—144. — Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe. Congrès Géologique Internat. Mexico 1906. II. S. 1127—1145. — Über den Temperaturgradienten bei Annahme radioaktiver und chemischer Prozesse. Phys. Zeitschr. VII. 1906. S. 297—300. — Joh. Koenigsberger u. M. Mühlberg, Über Messungen der geothermischen Tiefenstufe usw. N. J. f. Min. B. B. 31. 1912. S. 107—157.
3. J. R. Strutt, On the Distribution of Radium in the Earths Crust and on the Earths Internal Heat. Proc. Roy. Soc. A. 77. 1906. S. 472. 78. 1907. S. 150.

4. E. Wiechert und K. Zoeppritz, Über Erdbebenwellen. Nachr. der Kgl. Ges. d. Wiss. Math. phys. Kl. Göttingen 1907. Heft 4. S. 469.
5. J. Milne, Recent Advances in Seismology. Proc. Roy. Soc. of London 1906. S. 367.
6. W. Thomson, Edinb. Roy. Soc. Trans. Vol. 23. 1864. S. 161—164.
7. T. Mellard Reade, A cooling and shrinking Globe. Geol. Mag. 4. 1894. S. 203—204.
8. G. H. Darwin, The Formation of Mountains and the Secular Cooling of the Earth. Nature 1879. Vol. 19. S. 313. — Note on Mr. Davisons Paper on the Straining of the Earths Crust in Cooling. Phil. Transact. Roy. Soc. A. 178. 1887. S. 242—249.
9. Ch. Davison, On the Distribution of Strain in the Earth Crust resulting from Secular Cooling. Phil. Trans. Roy. Soc. A. 178. 1887. S. 231—242.
10. O. Fisher, Physics of the Earths Crust. London. 2. Aufl. 1891. Anhang. S. 45.
11. R. A. Daly, Abyssal Igneous Injektion as a Causal and as a Effekt of Mountain-building. Am. Journ. of Sciences. (172.) 22. 1906. S. 195—216.
12. F. Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschriften d. math.-naturw. Kl. K. Akademie d. Wissensch. Wien. LXXV. 1903. S. 36 ff.
13. U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910. S. 56 ff.
14. G. Tammann, Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig 1903. S. 180.
15. L. Milch, Über Zunahme der Plastizität der Kristalle durch Erhöhung der Temperatur. I. Beobachtungen an Steinsalz. N. J. f. Min. 1909. I. S. 60—72.
16. Fr. D. Adams, An experimental Contribution to the Question of the Depth of the Zone of Flow in the Earths Crust. Journ. of Geol. XX. No. 2. 1912. S. 97—118.
17. van Hise, A Treatise on Metamorphism. U. S. Geol. Survey Mon. XLVII. 1904.
18. W. Branca, Zur Spaltenfrage der Vulkane. Sitz.-Ber. Kgl. preuss. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Kl. 36. 1903. S. 757—778. — Vulkane und Spalten. Compt. R. X. Congr. Géol. Intern. Mexico. 1906. II. S. 985—1028.
19. L. V. King, On the Limiting Strength of Rock under Conditions of Strain existing in the Earth Crust. Journ. of Geol. XX. No. 2. 1912. S. 119—133.
20. J. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen. II. Christiania 1904. S. 54 bis 55 und 210. — Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. XXVII. 1908. S. 105.
21. F. v. Wolff, Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 60. 1908. S. 431—465.

III. Kapitel.

Die physikalischen Eigenschaften des Magmas und der geologische Gestaltungsvorgang.

Das Objekt des Vulkanismus ist das Magma und seine Produkte. Seine physikalischen Eigenschaften und die Vorgänge beim geologischen Gestaltungsprozess kennen zu lernen, ist die Aufgabe dieses Kapitels.

Durch die geologische Gestaltung wird aus dem Magma erst das Eruptivgestein. Jenes ist ein unfertiges Gebilde, dieses das fertige. Das Eruptivgestein ist ein Gemenge von Mineralien. Dieselben müssen als seine Bausteine aufgefasst werden. Aufgabe der Petrographie ist es, diese und ihr Zusammentreten zum Gestein zu behandeln; es muss diesbezüglich auf die Lehrbücher (1—3) der Petrographie verwiesen werden.

Das Magma selbst ist einer Untersuchung nicht zugänglich. Sein Studium hat also den umgekehrten Weg einzuschlagen und von dem fertigen Objekt, dem Gestein, auszugehen und aus den physikalischen Eigenschaften seiner Bausteine, der gesteinsbildenden Mineralien, Rückschlüsse auf die physikalischen Eigenschaften des Magmas selbst zu machen.

1. Schmelz- und Umwandlungstemperaturen gesteinsbildender Mineralien.

Schmelz- und Umwandlungstemperaturen gesteinsbildender Mineralien.

Die Bestandteile des Gesteins sind kristallisierte Mineralien. Die Kristallographie lehrt, dass die Einheiten des Kristallgebäudes, die Kristallbausteine, eine regelmässige Anordnung besitzen. Mit steigender Temperatur wird das Kristallgebäude gelockert, bis schliesslich ein Punkt erreicht wird, wo es völlig zusammenstürzen muss. Der Kristall schmilzt. Doch schon vorher kann die regelmässige Anordnung einer anderen regelmässigen Platz machen. Dabei wandelt sich der Kristall in eine andere kristallisierte Modifikation um. In allen diesen Fällen tritt ein Phasenwechsel ein. Unter Phasen versteht die physikalische Chemie heterogene Medien, die durch Grenzflächen getrennt sind, wie z. B. Eis und Wasser, Wasser und Dampf, rhombischer und monokliner Schwefel.

Physikalisch ist der Schmelzpunkt das Ende der kristallisierten, anisotropen und der Anfang der isotropen Phase oder vom Standpunkt der Phasenlehre als der Punkt zu definieren, bei welchem die kristallisierte und flüssige Phase nebeneinander existenzfähig sind. Der praktischen Ermittlung des Schmelzpunktes stellen sich eine Reihe von Schwierigkeiten entgegen. Der Zerfall des Kristallgebäudes braucht ebenso wie sein Aufbau eine gewisse Zeit. Durch den langsam verlaufenden Übergang in den nicht orientierten Zustand ist der Punkt, bei welchem die Erscheinung ihren Anfang nimmt, nicht immer leicht und scharf zu erkennen. Aus diesem Grunde geben Doelter (4, 10) und seine Schüler ein Schmelzintervall an. Bei Mineralien, die ohne chemische Zersetzung schmelzen, muss der Schmelzpunkt eine scharf begrenzte, physikalische Konstante sein, die, wie Day und seine Mitarbeiter (6—9) nachgewiesen haben, unter bestimmten Vorsichtsmassregeln in den meisten Fällen erkennbar ist. Selbst kleine Verunreinigungen und Beimengungen anderer Substanzen haben bereits einen grossen Einfluss auf seine Lage.

Die bisher von verschiedenen Autoren angestellten Schmelzpunktsbestimmungen schwanken je nach der angewandten Beobachtungsmethode noch in sehr erheblichen Grenzen. Die Bestimmungen von Day und seinen Mitarbeitern verdienen, da sie nach den exaktesten Methoden angestellt worden sind, das grösste Vertrauen. Vgl. Tab. I und II, S. 36 und 37.

2. Schmelztemperaturen der Gesteine. Temperaturen des Magmas.

Gesteinsgläser besitzen einen Schmelzpunkt im physikalischen Sinn überhaupt nicht. Ihre Deformierbarkeit nimmt mit der Temperatur kontinuierlich bis zur Flüssigkeit zu. Ein Glasstab biegt sich bereits bei Zimmertemperatur unter seinem eigenen Gewicht bei langer Zeitdauer, bei höheren Temperaturen vollzieht sich die Deformation sehr viel schneller.

Für vulkanologische Beobachtungen ist es von Interesse, die Temperatur zu kennen, bei welcher vulkanische Gläser oder glasreiche Laven ihre Beweglichkeit verlieren und aufhören zu fließen. Brun (11) hat folgende Zahlen ermittelt:

Obsidian, Lipari	790°—820°	75,4 % SiO ₂
Chahorra, Tenerife, Andesitstrom		
von 1798	966°	
Smeroe, Java	980°	
Krakatau, Bimsstein	980°	

Schmelz-
temperaturen
der Gesteine.

Tab. I. Schmelzpunkte und Umwandlungspunkte gesteinsbildender Mineralien nach den Bestimmungen des geophysikalischen Laboratoriums in Washington, korrigiert nach Day und Sosman.

Am. Journ. of Science. IV. 31. 1911. S. 341—349.

Mineralien	Chemische Zusammensetzung	Art der Umwandlung	Temperatur	Kristallsystem
β -Christobalit . .	SiO ₂	Schmelzpunkt	$\pm 1600^{\circ}$	regulär
α -Christobalit . .		Umwandlung umkehrbar von β - in die α -Modifikation	175 ^o	tetrag. ? pseudo-oktaedrisch
β -Tridymit . . .		Umwandlung von α -Christobalit in β -Quarz	$> 800^{\circ}$	hex.
α -Tridymit . . .		Umwandlung umkehrbar von α - und β -Tridymit	130 ^o	pseudo-hex. rhomb.
β -Quarz		Umwandlung umkehrbar von α u. β -Quarz	575 ^o	hex. trap. hem. hex. trap. tetart.
α -Quarz				
Anorthit	CaAl ₂ Si ₂ O ₈ =An	Schmelzpunkt	1552 ^o	trikl.
Bytownit	Ab ₁ An ₅	"	1516 ^o	"
Labrador	Ab ₁ An ₂	"	1477 ^o	"
Andesin-Labrador . . .	Ab ₁ An ₁	"	1430 ^o	"
Andesin	Ab ₂ An ₁	"	1375 ^o	"
Oligoklas-Andesin	Ab ₃ An ₁	"	$\pm 1345^{\circ}$	"
Albit	Na ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	"	$< 1200^{\circ}$	"
Mikroklin	K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	"	$< 1200^{\circ}$	"
α -Kalziummetasilikat . .	CaSiO ₃	Schmelzpunkt	1540 ^o	pseudo-hex.mon.
(Pseudowollastonit)		Umwandlung umkehrbar zwischen Pseudowollastonit und Wollastonit	1190 ^o	
Wollastonit . . .	MgSiO ₃	Schmelzpunkt	1554 ^o	monoklin rhomb. Forsterit-ähn.
α -Magnesiummetasilikat . .		Umwandlung umkehrbar zwischen α -Form und Klinoenstatit	$\pm 1375^{\circ}$	monoklin
Klinoenstatit . . .		Umwandlung monotrop zwischen Enstatit in Klinoenstatit	$\pm 1300^{\circ}$	
Enstatit		Umwandlung von Klinokupferit in Klinoenstatit	$< 1150^{\circ}$	rhomb. "
Klinokupferit . .		Umwandlung von Kupferit in Klinoenstatit	$< 1150^{\circ}$	monokl. Hornbl. rhomb. "
Kupferit		Schmelzpunkt	1391 ^o	monokl.
Diopsid	CaMg(SiO ₃) ₂	Schmelzpunkt	1385 ^o	
Eutektikum Diopsid: α -Magnesiummetasilikat . .	68% MgSiO ₃ : 32% CaSiO ₃	Schmelzpunkt	1357 ^o	
Eutektikum Diopsid: α -Kalziummetasilikat	28% MgSiO ₃ : 72% CaSiO ₃	Schmelzpunkt	1816 ^o	rhomb.
Sillimanit	Al ₂ SiO ₅	Schmelzpunkt	$\pm 1300^{\circ}$	trikl.
Andalusit		Umwandlung von Andalusit, Disthen zu Sillimanit		
Disthen				

Tab. II. Schmelzpunktstabelle der wichtigsten Mineralien der Eruptivgesteine und des Kontakts.

Nach C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie 1912. I. S. 656—664.

Name	Fundort	Schmelz- temperatur	Name	Fundort	Schmelz- temperatur
Adular	Col du géant	1270° ○	Hauyn	—	1410—1450° ○
"	Gotthard	1300° ○	"	—	1195—1225° +
"	"	1185—1220° +	Hedenbergit	Elba	1055—1075° +
"	"	1160—1200°	"	Filipstadt	1190° ○
Aegirin	Langensund	970—1010° +	"	"	1100—1140° +
"	"	960—1030° +	"	Dognaczka	1100—1185° +
Akmit	Eger	970° ○	"	Langensund-	
"	"	925—965° +	"	fjord	1095—1110° +
"	"	970—1020°	Hornblende	—	1187—1200° ×
Albit	Pfisch	1120—1160° +	"	Lukow	1100—1125° +
"	"	1220°	"	"	1180—1220°
"	Schmirn	1130—1170° +	"	Risör	1140—1155° +
"	Rhönetal	1135—1215°	"	Cervin	1070° ○
"	Viesch	1250° ○	Hypersthen	St. Paul	1180—1210° +
"	—	1172—1175° ×	"	Airola	1210° ○
Andalusit	—	1209° +	Labrador	St. Paul	1210° +
Andesin	künstlich	1375 u. 1419° s	"	"	1210—1280°
"	Var	1185—1270°	"	Kiew	1370° ○
"	"	1280° ○	"	"	1145—1200° +
Anorthit	Vesuv	1150—1215° +	"	"	1160—1215°
"	"	1250—1350°	"	"	1180—1220°
"	Japan	1490—1520° ○	"	"	1240—1280° s
"	"	1260—1340°	"	St. Rafaël	1210—1255°
"	Pizmeda	1190—1220° +	Leuzit	Vesuv	1298° ×
"	"	1240° s	"	"	1410—1430° ○
Arfvedsonit	—	980—940° +	"	"	1305—1325° +
Augit	Mt. Rossi	1230° ○	"	"	1320—1370°
"	"	1165—1185° +	Melilith	Alnö	1120—1180°
"	"	1185—1200°	Nephelin	Vesuv	1059—1070° ×
"	"	1230—1260°	"	"	1110—1135° +
"	Bufore	1180—1200° +	"	"	1110—1160°
"	Nordmarken	1135—1150° +	Olivin	—	1363—1375° ×
"	"	1135—1175°	"	Kapfenstein	1360—1410°
Barkevit	Langensund	1085—1095° +	"	Söndmöre	1390—1415° +
"	"	1080—1125°	"	"	1395—1430°
Bronzit	Kraubath	1330—1380° +	"	Somma	1810—1850°
"	"	1310—1370°	"	edle Var.	1395—1445° +
"	Kupferberg	1350—1400°	"	"	1395—1445°
"	—	1310° ○	Orthoklas	—	1175° ×
Cordierit	Ala	1250—1270° +	"	Viesch	1300° ○
Diopsid	Zermatt	1270—1300°	"	Arendal	1185—1220° +
"	"	1300—1320° s	"	N. Carolina	1175—1235°
"	Zillertal	1300—1340°	Oligoklas	künstlich	1340 u. 1345° s
Elaeolith	Miasc	1270° ○	"	Frederiksvärn	1260° ○
"	"	1190—1210° +	"	Wilmington	1200—1240° +
"	Norwegen	1095—1120° +	"	"	1130—1175° +
Enstatit	Bamle	1380—1400° +	"	"	1170—1250°
Grossular	Monzoni	1125—1155° +	"	Bakersville	1419 u. 1375° s
"	"	1150—1250°	Riebeckit	El Paso	940—950° +
"	"		"	"	990—1070°

Es bedeuten: × Bestimmungen mit dem Meldometer, ○ Bestimmungen mit Segerkegel, + ältere optische Bestimmungen, || neuere optische Bestimmungen, s thermische Methode.

Name	Fundort	Schmelztemperatur	Name	Fundort	Schmelztemperatur
Sanidin	Drachenfels	1140° ×	Wollastonit	Cziklova	1230—1255° +
"	"	1145—1175° +	"	—	1240—1270°
Sodalith	"	1127—1133° ×	"	Oravicza	1240—1290°
"	"	1250—1310° ○	"	Auerbach	1230—1255° +
Sphen	—	1127—1142° ×	"	"	1250—1290°
"	—	1200—1230° +	"	Kimito	1280—1330°
Turmalin	—	1012—1102° ×	"	Elba	1250—1290°
Vesuvian	Zermatt	980—1000° ○	"	Diana	1255—1300°
Wollastonit	künstlich	1310—1380°	"	"	1260° s
"	—	1512 u. 1540° s	"	—	1203—1208° ×

Die kristallisierten Laven besitzen, wie gezeigt werden wird, keinen bestimmten Erstarrungspunkt, sondern ein Erstarrungsintervall. Brun bestimmte an einer grossen Reihe von Laven die Temperaturen, die die untere Grenze der Beweglichkeit angeben. Die Oberfläche eines Lavastromes, der sich in Bewegung befindet, gibt dem seitlichen Druck nach, faltet, wellt sich und bildet Knoten. Die Temperatur der Knotenbildung lässt sich durch Erwärmungsversuche hinreichend genau ermitteln und kann für diese Zwecke als praktische Schmelztemperatur angesehen werden.

Er fand folgende Zahlenwerte:

Vesuvlava vom Jahre 1631	1103°
Vesuvlava Val Inferno vom 22. Sept. 1904	984°
Aetna, doleritische Lava, glasfrei	1260°
Aetna, Glas	1063°
Stromboli, 4. März 1901, glasarm	1176°
Stromboli, Mal Passo, glasarm	1130°
Stromboli, Lava sehr kristallin	1207°
Santorin, Andesitlava von 1866	1098°
Santorin, sehr glasreicher Andesit 1866	1050°
Plateau de Charade, Frankreich, schwarzer kristalliner Basalt	1040°
Hekla, mikrolithenreich	1082°
Hekla, glasarme Lava von 1845	1109°
Chahorra, Tenerife 1798	1080°
Guimar, Tenerife, Basaltlava von 1705	1060°
Chinyero, Tenerife, Basalt vom 18. Nov. 1909	{ 1059° 1076°
Timanfaya, Lanzarote, Basalt von 1736	1068°
Chimborazo, schwarzer Andesit	1214°
Insel Bourbon, Basalt	1054°
Sawai, Samoa, Basaltlava von 1906	1053°
Kilauea, Basaltglas	1072°

Die Schmelzpunkte der Mineralien von Brun sind durchgehend zu hoch, was auf Rechnung der angewandten Methode zu setzen ist. Auch diese Bestimmungen mögen eher zu hoch als zu niedrig sein.

Als untere Grenze der Beweglichkeit der Laven kommen nur die Schmelzpunkte der Gläser in Frage, da dieselben länger beweglich bleiben als die mehr auskristallisierten Laven; die Temperaturen liegen bei ca. 1050° .

Mit diesen im Laboratorium ermittelten Temperaturen sind diejenigen zu vergleichen, die am Vulkan in der Nähe der Ausbruchsöffnung beobachtet oder geschätzt wurden. Aus neuerer Zeit liegt wiederum eine Reihe von Beobachtungen von Brun vor.

1. Stromboli. Die Auswürflinge des 4. März 1901 waren nachts dunkel bis hell orange gefärbt; das würde Temperaturen von 1100 — 1150° entsprechen. Die Lava floss sehr langsam; ihre Temperatur muss innerhalb der oben mitgeteilten Grenzen 1130 — 1207° liegen; man kann sie ohne grossen Fehler zu 1100 — 1150° schätzen.

2. Vesuv. Val Inferno 1904, 22. Sept. Der Versuch mit einer Lavaprobe ergab als untere Grenze des Fließens 984° . Um der Lava die Beweglichkeit zu geben, die an der Ausbruchsstelle beobachtet wurde, musste man sie bis auf 1100° erhitzen; 1100° ist daher die angenäherte Temperatur am Ausbruchspunkt. In ähnlicher Weise fand Brun die Temperatur des Smeroe, Java, 5. August 1908 in den oberen Teilen des Schlotes 1150 — 1180° , an der Oberfläche 980° . Am heissesten ist die Lava des Kilauea. Sie bestimmt sich an den Rändern des Sees zu $1260^{\circ} \pm 30^{\circ}$. Diese Temperatur liegt über dem Schmelzpunkt der Augite, in der Tat sind die Basaltgläser des Kilauea augitfrei.

Doelter gibt die Temperatur des Lavastromes am Vesuv zu 1000° bis 1070° an. Silvestri (12) beobachtete, dass Aetnalava Silberdraht nicht mehr zum Schmelzen brachte; das würde einer Temperatur unter 960° entsprechen, ein Wert, der wegen der grossen Wärmeleitfähigkeit des Silbers nicht ganz so niedrig anzusetzen ist. Bartoli bestimmte die Temperatur der Aetnalava 1892 in der Nähe der Ausbruchsstelle zu 970° bis 1060° .

Aus der Lichtemission eines absolut schwarzen Körpers kann man bekanntlich seine Temperatur bestimmen; diese Methode wird bei den optischen Pyrometern benutzt. Die Lava kommt dem absolut schwarzen Körper recht nahe. Eine kräftige Rotglut entspricht Temperaturen von 850 — 950° , Gelbglut über 1000° .

Diese Feststellungen ergeben, dass in den häufigsten Fällen bei den Ausbrüchen der Gegenwart die Laven bei ihrem Austritt Temperaturen besitzen, die um 1100° schwanken mögen. Eine Ausnahme macht der

Lavasee des Kilauea, dessen Temperaturen extrem hoch zwischen 1200 ° und 1300 ° liegen.

Das geologi-
sche Thermo-
meter.

Von nicht geringerem Interesse ist die Kenntniss der Temperatur der in der Tiefe sich abspielenden Intrusionen. Sie kann auf indirektem Wege in gewisse Grenzen eingeengt werden. Eine verbreitete Erscheinung unter den Mineralien ist die Polymorphie. Chemisch ein und dieselbe Substanz vermag in verschiedenen kristallographischen Modifikationen aufzutreten. Eine bestimmte Modifikation ist innerhalb eines bestimmten Temperaturdruckgebiets stabil, während die andere metastabil oder nicht existenzfähig ist. Der Umwandlungspunkt, das ist der Temperatur- und Druckpunkt, bei welchem sich die Umwandlung der metastabilen Modifikation in die stabile vollzieht, ist ebenso wie der Schmelzpunkt eine konstante physikalische Grösse.

Monotrope Modifikationen nennt man solche, deren Umwandlungspunkt im schmelzflüssigen Gebiet liegt. Es existieren eine stabile und eine oder mehrere metastabile Modifikationen; dieselben können nebeneinander vorkommen, da meistens die Umwandlungsgeschwindigkeiten ausserordentlich klein sind. Nur bei den enantiotropen Modifikationen, deren Umwandlungspunkt im Gebiet des festen Aggregatzustandes liegt, ist eine umkehrbare Verwandlung der einen Form in die andere am Umwandlungspunkt realisierbar. Hier gibt es also nicht eine stabile und metastabile Modifikation, sondern der Stabilitätsbereich einer jeden Modifikation wird durch Temperatur und Druck bestimmt. Derartige enantiotrope Mineralien eignen sich als geologische Thermometer.

Die Kieselsäure SiO_2 zeigt folgende häufigere Modifikationen, vgl. Tabelle I, S. 36 (13).

β -Christobalit	Schmelzpunkt $\pm 1600^\circ$ bei Atmosphärendruck
Umwandlung in β -Quarz (hex. trapez.)	
Typus des Dihexaederquarz.	$> 800^\circ$ " "
Umwandlung in α -Quarz (hex. trapez. tetart.)	
Typus des Bergkristalls	575° " "

Drucksteigerung verschiebt den Umwandlungspunkt ebenso wie den Schmelzpunkt. Die Schmelzpunktverschiebung durch Druck ist nicht bedeutend. Die Verschiebung des Umwandlungspunktes durch Druck ist noch nicht bekannt. Wenn sie von derselben Grössenordnung ist wie die Schmelzpunktverschiebung, so beginnt in den oberen Partien der Erde der Existenzbereich des pyrogenen Quarzes nicht allzuviel oberhalb 800 ° und reicht bis ca. 575 °.

Da die Volumenunterschiede zwischen Christobalit und Quarz recht

grosse sind, so könnte in diesem Fall die Verschiebung durch Druck bedeutender sein.

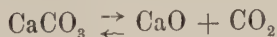
Nach Schätzungen von Koenigsberger beträgt die Verschiebung des Umwandlungspunktes durch Druck 7° auf 100 Atm. = 16° auf 1 km Tiefe. Dabei ist es möglich, dass der Existenzbereich des Quarzes durch Druck stärker erhöht wird als sein Stabilitätsbereich, letzterer wird bis 1050° geschätzt.

Marc (14) weist darauf hin, dass beim Quarz die Verhältnisse analog liegen wie beim Schwefel, die Umwandlungsdruckkurven und die Schmelzpunktsdruckkurven der beiden Modifikationen müssen sich in einem Punkt schneiden. Darüber hinaus würde Quarz die einzig stabile Form der Kieselsäure werden. Diese Erscheinung erklärt, dass bei Tiefengesteinen SiO_2 stets als Quarz und nie als Tridymit zu finden ist.

Die Kristallisation des Quarzes erfolgt erst bei sehr tiefen Temperaturen, schätzungsweise bei Temperaturen unter 1050° . Im anderen Fall würde SiO_2 als Tridymit oder Christobalit sich ausscheiden. Diese Beziehung beweist, dass das Ende des Kristallisationsprozesses, wenn derselbe nicht unterbrochen wird, bis in relativ niedere Temperaturgebiete reicht.

Nach den Untersuchungen von Allen und Mitarbeitern geht Enstatit bei $\pm 1300^{\circ}$ in Klinkenstatit über. Klinkenstatit fehlt dem Eruptivgestein, ist nur in gewissen Steinmeteoriten gefunden worden. Hieraus geht hervor, dass die Enstatitkristallisation bei Temperaturen unter 1300° stattfindet, wenn man die Wirkung des Druckes ausser Rechnung setzt. Für die Druckbeeinflussung gilt das gleiche wie für den Quarz. Die synthetischen Versuche bestätigen diesen Schluss. Das Ausscheidungsgebiet des rhombischen Enstatit liegt zwischen 1000 — 1100° und vielleicht noch etwas höher. Eine obere Temperaturgrenze liefert ein anderer Umwandlungspunkt zwischen Wollastonit und dem pseudo-hexagonalen Kalziummetasilikat. Day und Allen und ihre Mitarbeiter haben denselben zu 1190° bestimmt. Wollastonit ist ein häufig vorkommendes Kontaktmineral, während die andere Modifikation in der Natur nicht beobachtet ist. Die Intrusion, die im Kontakt mit Kalkstein Wollastonit gebildet hat, muss daher kälter als 1190° gewesen sein. In diesem Fall ist bei den minimalen Dichteunterschieden zwischen beiden Formen kaum anzunehmen, dass der Druck die Umwandlungstemperatur sehr wesentlich verschiebt.

Zur Temperaturbestimmung lässt sich ferner, wie Koenigsberger (14) zeigt, das Gleichgewicht



verwenden.

Dissoziationsdaten des CaCO_3 .

Temperatur in $^{\circ}\text{C}$	Atm.	Gesteinsdichte = 2,5 Tiefe in m
910 $^{\circ}$	1	4
1000 $^{\circ}$	4	16
1100 $^{\circ}$	20	80
1200 $^{\circ}$	170	680
1300 $^{\circ}$	2 600	10 400
1400 $^{\circ}$	80 000	320 000

Danach ist die Existenz des unzersetzten CaCO_3 in Magmaeinschlüssen oder im Kontakt ein Maximalthermometer, welches anzeigt, dass bei dem der betreffenden Tiefe entsprechenden Belastungsdruck die Dissoziationstemperatur des kohlensauren Kalkes nicht erreicht wurde. Im anderen Falle würde es zur Bildung von Kalksilikaten gekommen sein.

Auf diesem Wege wurde die Bildungstemperatur des von Högbom beschriebenen Nephelinsyenit von Alnö der primären Kalkspat in pegmatitischer Verwachsung mit Olivin und Aegirin aufweist, als unter 1300 $^{\circ}$ geschätzt, eine Tiefe von höchstens 5 km vorausgesetzt. Auf ähnliche Weise bestimmt sich die Temperatur des Phonoliths von Oberschaffhausen in einer Tiefe von 500—800 m zu < 1100 —1200 $^{\circ}$, der Lavastrom des Kula Dewlit in der Katakekaumene, Kleinasien, zu 1000 $^{\circ}$, die einiger Eifelmagmen zu über 1000 $^{\circ}$.

H. E. Boeke (14) zeigte, dass das Kalziumkarbonat sich bei 970 $^{\circ} \pm 5^{\circ}$ in eine andere α -Modifikation umwandelt. Das α -Kalziumkarbonat kristallisiert wahrscheinlich rhomboedrisch-viertelflächig und schmilzt bei 1289 $^{\circ}$. Ungeschmolzene Kalksteineinschlüsse im Magma beweisen demnach, dass die Temperatur 1289 $^{\circ}$ nicht überschritten worden ist. Die umkehrbare Umwandlung bei 970 $^{\circ}$ bringt es mit sich, dass die oben mitgeteilten Drucke zu niedrig sind. Boeke fand die Dissoziationsspannung des α -Kalziumkarbonats bei 1275—1280 $^{\circ}$ zu ca. 110 Atm., während obige Extrapolation 41,6 Atm. angibt.

Alle diese Überlegungen führen zu dem Resultat, dass die Temperatur der Intrusionen in den oberen Teilen der Erdkruste, die durch Aufschlüsse der Beobachtung zugänglich sind, zwischen 1000 und 1200 $^{\circ}$ liegt. Zu demselben Resultat gelangt Goldschmidt bei seinen Untersuchungen der Kontaktmetamorphose im Christianiagebiet.

Mit diesen Temperaturen sind die Temperaturen zu vergleichen, bei welchen einige der wichtigsten Eruptivgesteine schmelzflüssig sind. Die nachfolgenden Werte sind von Douglas (15) im Jahre 1907 mit dem Meldometer an Gläsern bestimmt, die durch sorgfältiges Umschmelzen

der Gesteine erhalten wurden. Es bezeichnet T_1 den Beginn der Zähflüssigkeit, T_2 den Eintritt einer völligen Schmelzung.

	T_1	T_2
Rhyolit		1260 °
Shap-Granit	1235 °	1255 °
Peterhead-Granit		1215 °
Syenit, Plauenscher Grund	1165 °	1175 °
Tonalit		1150 °
Markfield-Diorit		1147 °
Guernsey-Diorit		1125 °
Quarzdiabas	1085 °	1105 °
Whin Sill-Dolerit		1107 °
Rowley Rag-Dolerit		1100 °
Andesit Neuseeland	1095 °	1125 °
„ „	1095 °	1120 °
„ „	1097 °	1100 °
Gabbro		1085 °
Clee Hills-Dolerit		1070 °

3. Die Dichte des Magmas.

Mit dem Übergang von der schmelzflüssigen zur kristallisierten Phase ändert sich das Volumen. Die Dichte des Magmas hat in der Volumenänderung beim Schmelzen und Erstarren. Forschungsgeschichte des Vulkanismus eine ganz besondere Rolle gespielt. Ist doch vielfach behauptet worden, dass das Magma mit seinen Gasen und flüchtigen Bestandteilen sich analog dem Wasser und Eis verhalte und nach dem Kristallisationsprozess eine geringere Dichte besitze als im schmelzflüssigen Zustand. Ausgehend von einer derartigen Annahme würde eine Volumenvermehrung bei der Erstarrung die Kraft liefern, die ein bestimmtes Quantum Magma eruptionsfähig macht. Stübel hat seine Vulkantheorie auf eine derartige Voraussetzung aufgebaut, wenn er auch später die Annahme einer Volumenvermehrung bei der Kristallisation selbst hat fallen lassen, so nimmt er doch ein Dichtemaximum im Gebiet der flüssigen Phase an, das bei dem Abkühlungsvorgang erreicht wird, mit dessen Hilfe die vulkanischen Erscheinungen zu erklären seien.

Eine möglichst exakte physikalische Prüfung der Dichteverhältnisse des Magmas vor und nach der Erstarrung hat daher grundlegende Bedeutung.

Die Beobachtungen, die an Vulkanen selbst zur Lösung des Problems angestellt wurden, haben zu keiner Entscheidung geführt. Das Schwimmen fester Lava sowohl wie das Untertauchen in der flüssigen ist einwandfrei festgestellt worden. Selbst wenn die kristallisierte Lava

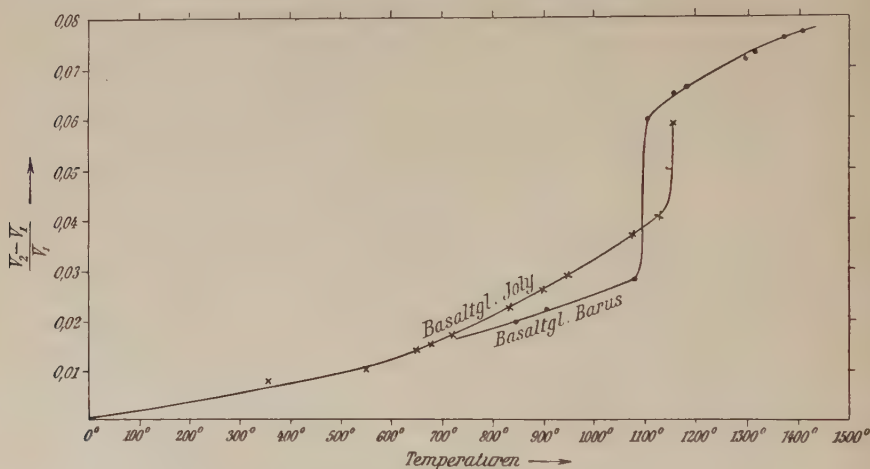
schwerer ist, so vermag sie sich doch bei der Zähflüssigkeit des Magmas eine Zeitlang an der Oberfläche zu halten. Die sich entwickelnden Gase geben ihr überdies stets neuen Auftrieb.

Schwimm-
versuche von
Doelter.

Messungen
von Barus
und Joly.

Durch Schwimmversuche mit Schwimmkörpern bekannter Dichte versuchte Doelter (16) das spezifische Gewicht von Mineral- und Gesteinsschmelzen zu ermitteln, sie fielen zugunsten der Volumenkontraktion bei der Kristallisation aus. Allein die Fehlerquellen sind bei dieser Versuchsanordnung derartig gross, dass eine einwandfreie Entscheidung auf diesem Wege nicht zu erzielen ist. Als erster hat Barus (17—18) die Volumenänderung beim Schmelzen messend verfolgt. Seinen Versuchen wird gewöhnlich eine besondere Beweiskraft beigemessen; es ist

Fig. 5.



Schmelzkurven von Basalt nach Barus und Joly.

daher angebracht, etwas näher darauf einzugehen. Barus benutzte einen vertikalen Gasofen. Ein zylindrisches Platinrohr wurde mit dem zu untersuchenden Gestein, es war Diabas, beschickt. Die Höhe der Schmelzsäule wurde durch Ablesung an einem vertikalen Mikrometer ermittelt. Da die Schmelze elektrisch leitend ist, konnte der Augenblick, wo der Taster des Mikrometers den Meniskus der Schmelze berührte, durch Schliessen eines Stromkreises telephonisch registriert werden. Die Temperaturen wurden mittelst dreier Thermolemente bestimmt. Durch Erwärmen auf 1400° wurde der Diabas geschmolzen und die Höhe der Schmelzsäule gemessen. Die Volumenkurve des Diabas wurde so konstruiert, dass allmählich die Temperatur erniedrigt wurde und von Zeit zu Zeit die Temperatur und die Höhe der Säule bestimmt wurden. In dem Diagramm (Fig. 5) sind als Abszissen die Temperaturen, als Ordina-

naten die Volumenänderungen abgetragen. Die Kurve zeigt bei 1092° einen Knick in einem Temperaturbereich, in welchem die Schmelze beginnt, merklich zähflüssig zu werden. Diese Unstetigkeit zeigt eine plötzliche Kontraktion von 3,4% und 3,9% in zwei Versuchen an.

Wie ist diese Kontraktion zu deuten?

Mit einer Kontraktion bei der Kristallisation hängt sie sicherlich nicht zusammen. Denn die knappe Stunde, während welcher die Temperatur konstant auf 1092° erhalten wurde, reichten zur Kristallisation nicht aus, die Schmelze ist auch glasig erstarrt. Plötzliche Volumenänderungen treten aber nur beim Übergang von einer Phase zur anderen, wie bei der Kristallisation aus der Schmelze oder am Umwandlungspunkt zweier Modifikationen auf, nicht bei rein glasiger Erstarrung, mit der kein Phasenwechsel verknüpft ist.

In etwas anderer Weise, durch Ausmessen des Bildes in einer photographischen Camera, hat Joly (19) die Volumenzunahme im Temperaturbereiche bis ca. 1300° und darüber von Glasperlen bestimmt, die aus Basalt von Giants-Causeway, Augiten und Orthoklasen hergestellt waren. Er fand eine Volumenzunahme bis in das schmelzflüssige Gebiet hinein, bei ca. 1100° ähnlich wie Barus ein Aufschwellen des Glases. Fig. 5 gibt die beiden Volumenzunahmekurven von Barus und Joly.

Diese Diskontinuität ist in dem gleichen Temperaturgebiet von Joly nach einer völlig anderen Methode bestätigt worden, so dass sie nicht durch die Versuchsanordnung veranlasst sein kann. Bei 1100° liegt, wie später gezeigt werden wird, der Punkt, wo Basaltgläser unter Aufschäumen Gase entbinden. Dieses Phänomen scheint mir die sonst nicht zu erwartende Unregelmässigkeit der Kurven erklären zu können.

Trotzdem es bis auf die Gegenwart noch nicht geglückt ist, die Dichteänderung durch die Kristallisation direkt einwandfrei zu messen (auch Barus und Joly haben sie nicht bestimmt), kann man mit ziemlicher Sicherheit annehmen, dass Silikate und Silikatgemische unter Atmosphärendruck mit Volumenkontraktion aus ihren Schmelzen kristallisieren¹⁾.

Es ist dieses Ergebnis eigentlich von vornherein zu erwarten, denn

¹⁾ In neuerer Zeit versucht A. Fleischer die Ausdehnung der Silikate beim Erstarren darzutun und baut seine Theorien auf diese Eigenschaft auf. Er operiert mit Gläsern, die mehrfach zum Zweck der Entgasung umgeschmolzen wurden. Die Versuche spielen sich innerhalb ein und derselben Phase schmelzflüssig-glasig ab. Quantitative Messungen sind nicht angestellt; seine Versuchsergebnisse stehen überdies mit den einwandfreien quantitativen Bestimmungen von Barus und Joly im Widerspruch und müssen als verfehlt angesehen werden. — A. Fleischer, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 55. 1903, S. 56—58. 57. 1905, S. 201—220. Mon.-B. 59. 1907, S. 317—321. 60. 1908, S. 254—258.

eine regelmässige Anordnung der Masseneinheiten einer Substanz, wie wir sie für das Kristallgebäude voraussetzen, nimmt einen kleineren Raum ein, als die regellose wie z. B. im flüssigen Zustande. Die Ausnahmen von dieser Regel haben ihren bestimmten physikalisch-chemischen Grund, wie z. B. das abnorme Dichteverhältnis von Wasser und Eis. Die anderen Modifikationen des Eises II u. III verhalten sich auch wieder normal.

Schon seit frühester Zeit ist die Dichte des kristallisierten Zustandes und des durch Umschmelzung daraus gewonnenen Glases bestimmt. Stets hat es sich übereinstimmend gezeigt, dass sowohl bei Mineralien wie bei Gesteinen, die durch Umschmelzen gewonnenen Gläser das kleinere spezifische Gewicht besitzen, verglichen bei gleichen Temperaturen, gewöhnlich bei 20—25 ° C.

Untersuchungen sind nach dieser Richtung von einer grossen Zahl von Forschern angestellt worden, unter denen besonders De les se (20) zu nennen ist.

In neuester Zeit sind diese Bestimmungen von dem Carnegie-Institut (6—9) an synthetisch reinem Material und von D o u g l a s (15) an Mineralien unter besonderen Vorsichtsmassregeln, die eine Verunreinigung beim Schmelzprozess durch das Tiegelmaterial ausschliessen, wiederholt worden.

Ist m die Masse, V_1 und d_1 das Volumen und die Dichte des Kristalls oder Gesteins, V_2 und d_2 die betreffenden Werte für das durch Umschmelzung gewonnene Glas, so kann die Volumenzunahme bei der Umwandlung zu Glas in Prozenten ausgedrückt werden:

Es ist $V_1 = \frac{m}{d_1}$ und $V_2 = \frac{m}{d_2}$ daraus folgt: $V_2 = \frac{V_1 d_1}{d_2}$, V_1 sei gleich 100 gesetzt.

Tabelle I ergibt die an synthetischen Substanzen gefundenen Werte des Carnegie-Institutes.

Tabelle II die von D o u g l a s ermittelten Werte.

T a b e l l e I.

Name	Dichte: Kristall	Glas	Volumenzunahme %
Anorthit An	2,765	2,700	2,41
Ab ₁ An ₅	2,733	2,648	3,21
Ab ₁ An ₂	2,710	2,591	4,59
Ab ₁ An ₁	2,679	2,533	5,76
Ab ₂ An ₁	2,660	2,483	7,18
Ab ₃ An ₁	2,649	2,458	7,77

Name	Dichte: Kristall	Glas	Volumenzunahme %
Albit Ab	2,605	2,382	9,36
Quarz	2,650	2,213	19,74
Wollastonit	2,915	2,905	0,34
α -CaSiO ₃	2,913		
Klinoenstatit	3,192	2,743	
Kupferit	2,857		
Enstatit	3,175		
Diopsid	3,275	2,830	
Sillimanit	3,031	2,54	

Tabelle II.

Name	Dichte: Kristall	Glas	Volumenzunahme %
Adular, St. Gotthard	2,575	2,370	8,65
Leuzit Vesuv	2,480	2,410	2,90
Apatit, St. Gotthard	3,197	2,972	7,57
Tremolit	2,990	2,780	7,55
Aktinolith	3,040	2,810	8,18
Pargasit	3,109	2,790	11,43
Granit, Shap Fells	2,656	2,446	8,58
Granit, Peterhead	2,630	2,376	10,69
Syenit, Plauen	2,724	2,560	6,40
Tonalit, Neuseeland	2,765	2,575	7,37
Diorit, Guernsey	2,833	2,680	5,70
Diorit, Markfield	2,880	2,710	6,27
Gabbro, Carrock Fell	2,940	2,791	5,41
Quarz-Enstatitdiabas, Penmaenmaws	2,790	2,578	8,20
Rhyolit, Tardree	2,460	2,375	3,50
Olivin-Dolerit, Clee Hills	2,889	2,775	4,14
Dolerit, Rowley Rag	2,800	2,640	6,06
„ Whin Sill	2,925	2,800	4,46
Andesit, Neuseeland	2,670	2,525	5,74
„ „	2,700	2,570	5,05
„ „	2,692	2,550	5,56

Sieht man von den nicht völlig kristallisierten Gesteinen ab, so zeigt es sich, dass die Volumenzunahme am grössten bei sauren Gesteinen ist, 8,71% im Mittel; die intermediären besitzen 6,12%, die basischen 5,02% im Mittel nach Douglas.

Delesse fand für:

Granit	9—11 %
Syenit	6— 9 %
Granitporphyr	8—10 %
Diorit	6— 8 %
Melaphyr	6 %
Basalt	3— 4 %

Änderung der
Dichte mit
Temperatur
und Druck.

Diese Werte geben den Volumenunterschied zwischen Kristall und Glas bei Temperaturen von 20—25 ° an; das Volumen der Schmelze ist aus dieser Volumendifferenz bei Zimmertemperatur zu berechnen, wenn man die kubischen Ausdehnungskoeffizienten des Kristalls oder des kristallisierten Gesteins und der Gläser in den verschiedenen Temperaturbereichen kennt. Aus dem Barusschen Versuch folgt für Diabasglas im Temperaturgebiet von 0—1000 ° 0,0000250 als kubischer Ausdehnungskoeffizient, für die Diabasschmelze innerhalb 1100—1500 ° 0,0000468, Werte, die mit den kubischen Ausdehnungskoeffizienten technischer Silikatgläser der Größenordnung nach übereinstimmen. Die Unterschiede sind daher bei Gesteinsgläsern verschiedener chemischer Zusammensetzung nur geringfügig. Mellard Reade (21) bestimmte die kubischen Ausdehnungskoeffizienten einer Reihe von Gesteinen, Sandstein, Marmor, Schiefer und Granit. Für Granit fand er den linearen Ausdehnungskoeffizienten im Mittel zu $\frac{1}{203322}$ auf 1 ° Fahrenheit;

daraus berechnet sich der mittlere kubische Ausdehnungskoeffizient für 1 ° Celsius zu 0,000026559. Diese Zahl ist nahezu die gleiche, welche für das Diabasglas von Barus ermittelt worden ist.

Die kristallisierten Gesteine sind Kristallgemenge, bei Kristallen aber ist die Wärmeausdehnung eine von der Richtung abhängige Grösse. Ein kubischer Ausdehnungskoeffizient kann daher nur eine annähernde Vorstellung der Ausdehnung nach den drei Raumrichtungen geben. Aus diesen geringen Unterschieden geht jedenfalls hervor, dass der Volumenunterschied zwischen Glas oder Schmelze und dem kristallisierten Gestein am Schmelzpunkt von nahezu gleicher Grösse ist wie bei Zimmertemperatur.

Indem Daly (22) den Unterschied des spezifischen Gewichts zwischen Gestein und seinem Glas bei Zimmertemperatur 20 ° für Gabbro und Diorit = 6%, Tonalit = 7%, Syenit = 8%, Granit = 9% setzt, berechnet er die Dichte der wichtigsten Gesteine im festen und schmelzflüssigen Zustand bei verschiedenen Temperaturen in folgender Weise:

Gestein	Spez. Gewicht des kristall. Gesteins			Spezifisches Gewicht der Schmelze			
	20°	1000°	1300°	1000°	1100°	1200°	1300°
Gabbro und Diorit	2,80	2,73	2,71	2,57	2,56	2,54	2,53
	2,90	2,83	2,80	2,66	2,65	2,64	2,63
	3,00	2,92	2,90	2,75	2,74	2,73	2,72
	3,10	3,02	3,00	2,84	2,83	2,81	2,80
	3,20	3,12	3,10	2,94	2,92	2,91	2,91
Quarzdiorit und Tonalit	2,70	2,63	2,61	2,46	2,45	2,44	2,43
	2,80	2,73	2,71	2,54	2,53	2,51	2,51
Syenit	2,60	2,54	2,52	2,33	2,32	2,31	2,31
	2,70	2,63	2,61	2,43	2,41	2,40	2,40
	2,80	2,73	2,71	2,52	2,51	2,50	2,50
Granit und Gneis	2,60	2,54	2,52	2,31	2,29	2,29	2,29
	2,70	2,63	2,61	2,40	2,39	2,39	2,38
	2,80	2,73	2,71	2,49	2,48	2,47	2,47

Alle diese Berechnungen sind Extrapolationen und als solche mit den Unsicherheiten derselben behaftet, sie gelten für den Druck von einer Atmosphäre.

Die Beeinflussung der Dichten durch Druck ist eine ausserordentlich geringe. Adams und Coker (23) bestimmten den Modul kubischer Kompression für Granit im Mittel zu $D = 3,031 \cdot 10^{11}$, für basische Tiefengesteine, wie Nephelinsyenit, Anorthosit, Essexit, Gabbro, Diabas $D = 5,7236 \cdot 10^{11}$, für Glas $D = 4,439 \cdot 10^{11}$ in C.G.S.-Einheiten.

$\frac{1}{D}$ ist dann die Volumenabnahme eines cem des Gesteins bei einem allseitigen Druck von 1 g auf 1 cm².

Dieser Einfluss kann für das feste Gestein ohne grossen Fehler selbst bei höheren Drucken vernachlässigt werden.

Iddings setzt, auf dem von Barus am Basalt ermittelten Wert fussend, den Druck von 40 Atm. auf die Flächeneinheit gleich einer Magmasäule von 162,7 m und der Dichte von 2,5 oder von 135,6 m bei der Dichte von 3,0 äquivalent dem Effekt der Temperaturänderung von 1° auf die Dichte des Magmas. (Iddings [2] S. 261).

Aus diesen Verhältnissen lassen sich einige Schlüsse über das Untersinken oder Schwimmen kristallisierter Gesteine in verschiedenen Magmen machen, die für die genetischen Probleme der Tiefeneruptionen von Wichtigkeit werden.

Schwimmen
und Unter-
sinken von
festem Gestein
im Magma.

Festes Gestein	Art des Magmas		
	Granit-Syenit	Gabbro	Peridotit
Granit und Syenit	sinkt	sinkt oder schwimmt	schwimmt
Gabbro	sinkt	sinkt	schwimmt
Peridotit	sinkt	sinkt	sinkt
Gneis	sinkt	sinkt oder schwimmt	schwimmt
Glimmerschiefer	sinkt	sinkt oder schwimmt	sinkt oder schwimmt
Tonschiefer	sinkt oder schwimmt	sinkt oder schwimmt	schwimmt
Kalkstein	sinkt	sinkt oder schwimmt	schwimmt
Sandstein	schwimmt	schwimmt	schwimmt

Hieraus geht hervor, dass die sauren Gesteine auf basischen Magmen schwimmen. Die Annahme, dass die salische Hülle der Erde auf einer mehr basischen Magmazone schwimmt, die in der Einleitung aus anderen Tatsachen geschlossen wurde, steht demnach nicht mit dem physikalischen Verhalten der Magmen im Widerspruch.

Lösungs-
kontraktion.

Mit der Ermittlung der Volumenänderung, die im Gefolge des Phasenwechsels kristallisiert-flüssig auftritt, ist das Problem der Dichteänderung bei der Kristallisation der Magmen noch nicht erschöpft. Es wird gezeigt werden, dass Magmen physikalisch-chemische Lösungen sind. Mit dem Lösungsvorgang ist aber in den meisten Fällen eine Lösungskontraktion verbunden, indem das Volumen der Lösung gewöhnlich kleiner ist als die Summe der Volumina des Lösungsmittels + des zu lösenden Körpers. Die Lösungskontraktion (24) ist demnach von der Ausdehnung beim Schmelzprozess in Abzug zu bringen. Die Lösungskontraktion ist jedoch nicht so gross, dass sie das Vorzeichen der Dichteänderung umzukehren vermöchte.

Anomale
Dichten.

Als Resultat aller Untersuchungen kann als feststehend gelten, dass die Volumenänderung der Silikate und Gesteine bei der Kristallisation vorherrschend in einer Volumenkontraktion besteht. Eine andere Frage von Bedeutung ist die, ob dieses Verhalten immer eintreten muss oder ob in der Natur nicht Abweichungen von dieser Regel vorkommen können. Ein ziemlich vereinzelt dastehender Fall von abnormer Dichte gelangte bereits durch Delesse (25) zur Beobachtung. Im Südosten der Insel Arran bei Lamash beobachtete er einen Basaltgang von 0,2 m Mächtigkeit mit einem glasigen Salband von 0,03 m Dicke. Die Gangmitte ist

nach seinen Angaben doleritisch kristallin erstarrt. Die chemische Zusammensetzung der Gangmitte und des Salbandes sind annähernd gleich. Er fand:

		Gangmitte	glasiges Salband
SiO ₂	=	55,20	56,05
Al ₂ O ₃	=	16,98	17,15
Fe ₂ O ₃	=	11,00	10,30
Mn ₂ O ₃	=	Sp.	Sp.
MgO	=	0,52	1,52
CaO	=	6,80	6,60
K ₂ O	=	5,65 (Diff.)	0,98
Na ₂ O	=		3,29
H ₂ O usw.	=		3,50
		<hr/>	
	Sa.	100,00	99,43
	Spez. Gewicht	2,649	2,714

Die Bestimmungen sind durch J u d d und D a v i e s (26) wiederholt worden, letzterer fand eine Dichtezunahme von innen nach aussen von 2,67, 2,72, 2,74 und 2,78. Der ganze Gang ist nach J u d d ein Magmabasalt, bei welchem die Kristallisation im Anfangsstadium stehen geblieben ist. Die Anomalie (27) ist durch nachträgliche stärkere Umwandlung der Gangmitte zu erklären. Ähnliche Fälle sind noch an einigen wenigen anderen Punkten innerhalb des schottischen Basaltgebiets beobachtet worden.

4. Die Kristallisation des Magmas.

Das Magma ist physikalisch-chemisch als eine Silikatschmelzlösung aufzufassen, die überdies eine Reihe gasförmiger Substanzen gelöst enthält, welche bei dem Erstarrungsvorgang zum Teil abgegeben werden. Ihre Rolle soll später besonders erörtert werden. Man hat früher stets den Gegensatz zwischen gelöster Substanz und Lösungsmittel betont. Ein solcher Gegensatz besteht prinzipiell nicht. Die moderne Auffassung kennt nur eine gegenseitige Lösung. Kochsalz in Wasser gelöst, zeigt im Mengenverhältnis beider Substanzen das Wasser vorherrschend. In den Kryohydraten kehrt sich dieses Verhältnis um, das Salz im geschmolzenen Zustand herrscht über das Wasser. Alle Gesetze, die beiden Phasen (fest und flüssig) betreffend, sind in gleicher Weise auf beide Fälle anwendbar.

Die physikalisch-chemische Auffassung des Magmas.

Durch die synthetischen Arbeiten der neueren Zeit besonders von V o g t (28) und D o e l t e r (10, 28) und amerikanischen Forschern (6—9) ist der Anfang gemacht worden, die physikalisch-chemischen Prozesse bei dem Übergang vom Magma zum Gestein zu ergründen. Das Magma

Dissoziation
des Magmas.

ist eine gegenseitige Lösung derjenigen Komponenten, die bei der Kristallisation aus ihm hervorgehen, soweit sie nicht dissoziiert sind. Mit dieser Einschränkung besteht der obige Satz sicherlich zu Recht. Dass Silikatschmelzlösungen den elektrischen Strom leiten, ist eine bekannte Tatsache; sie sind also Elektrolyte, ihre Bestandteile z. T. wenigstens in Ionen dissoziiert. Der Dissoziationsgrad der Silikatschmelzlösungen ist sogar nicht einmal klein, er steigt schnell mit der Temperatur. In welcher Weise die häufig recht komplexen Silikatverbindungen dissoziiert sind, ist noch nicht festgestellt, die Spaltung kann in gewissen Fällen recht verwickelt ausfallen. Für den Kalialaun $\text{KAl}(\text{SO}_4)_2$ nimmt man z. B. in wässriger Lösung eine Zerspaltung in K , $\text{Al}(\text{SO}_4)'$ und teilweise weiter in K , Al , SO_4 , SO_4 , für das gelbe Blutlaugensalz in 4K (FeCy_6)''' an.

Kristallisation
und glasige
Erstarrung.

Ist die Temperatur des Magmas bis zu einem bestimmten Wert gefallen, der von der chemischen Zusammensetzung desselben abhängig ist, so beginnt die Kristallisation und damit die geologische Gestaltung des Magmas. Das Ende der Kristallisation ist erst bei einer noch tieferen Temperatur erreicht. Die Magmen haben demnach im allgemeinen keinen Kristallisationspunkt sondern ein Kristallisationsintervall, das von der ersten Ausscheidung bis zur Kristallisation des letzten Restes reicht. Im Kristall besitzen, wie gezeigt wurde, die Bausteine eine regelmässige Anordnung, während die Moleküle der Substanz im gelösten Zustand sich in regelloser Verteilung vorfinden. Der Kristallisationsvorgang besteht demnach in einer Ordnung der regellos verteilten Moleküle zum Kristallbaustein und zum Kristallgebäude. Es ist klar, dass dieser Ordnungsvorgang eine Funktion der Zeit ist. Je kleiner die innere Reibung einer Flüssigkeit ist, desto grösser wird die Beweglichkeit der Moleküle sein, desto schneller muss sich der Ordnungsprozess zum Kristall vollziehen können; mit anderen Worten, in einer dünnflüssigen Schmelze wird sich die Kristallisation viel schneller abspielen als in einer zähflüssigen. Ja im äussersten Grenzfalle, wenn die Zähflüssigkeit einen derartigen Grad angenommen hat, dass die entsprechend gesteigerte innere Reibung die Bewegung der Moleküle nahezu aufhebt, kann die Kristallisation erst nach sehr langer Zeit oder überhaupt nicht eintreten. In solchen Fällen erstarrt ein Magma zu Glas. Physikalisch-chemisch ist das Glas, trotzdem es uns als fester Körper entgegentritt, eine Flüssigkeit mit starker innerer Reibung und denselben physikalischen Eigenschaften des Magmas, aus dem es hervorging. So lange sich das Wesen eines Körpers nicht ändert, er also nicht in eine andere Phase, Modifikation, übergeht, erfolgen auch die Veränderungen seiner physikalischen Eigenschaften nur stetig mit der Temperatur und dem Druck. So besitzt das Glas alle Eigenschaften

des Magmas, die der betreffenden tieferen Temperatur entsprechen würden.

Die Erstarrung zu Glas ist also von dem Kristallisationsvorgang fundamental verschieden. Die glasige Erstarrung ist der Ausnahmefall, die Kristallisation das Normale.

Der Kristallisationsvorgang in einem Magma ist für seine geologische Gestaltung und damit für das Verständnis der vulkanischen Erscheinungen von der allergrössten Bedeutung. Mit einer physikalisch-chemischen Behandlung dieses Problems ist erst der Anfang gemacht worden. Man ging zunächst von dem Studium binärer, d. h. aus zwei Komponenten bestehender Silikatschmelzen aus. Einige Präzisionsuntersuchungen auf diesem Gebiete sind von amerikanischer Seite bereits angestellt worden. In ternären Schmelzen kompliziert sich der Vorgang sehr viel mehr. Komplexere Schmelzen sind so gut wie gar nicht untersucht. Die Eruptivgesteine sind gewöhnlich aus vielen Komponenten zusammengesetzt, dadurch wird der Kristallisationsvorgang in seinen Einzelheiten ausserordentlich kompliziert; hinzutreten experimentelle Schwierigkeiten, die durch die hohen Schmelzpunkte der gesteinsbildenden Mineralien bedingt werden. Die Forschung ist heute noch weit von der Erreichung des Ziels, der Erkenntnis der Kristallisationsvorgänge im Eruptivgestein, entfernt, und der synthetischen Petrographie eröffnet sich noch ein weites Arbeitsfeld.

Trotzdem lassen sich schon heute einige grosse Züge im Kristallisationsbilde der Eruptivgesteine erkennen.

Ich werde im folgenden im wesentlichen den Ausführungen von Vogt folgen, der durch konsequente Anwendung der Phasenlehre auf Silikatschmelzen das Problem zu lösen versuchte.

In einer aus zwei Komponenten bestehenden Schmelze kann allgemein die Erstarrung in zweierlei Weise vor sich gehen. Entweder die beiden Komponenten vereinigen sich zu Mischkristallen, ein Fall, der unter den gesteinsbildenden Mineralien ausserordentlich häufig vorkommt, oder die beiden Komponenten bleiben unabhängig voneinander. In diesem letzteren Falle gibt es unter den möglichen Mischungsverhältnissen von 100% der Komponente a und 0% der Komponente b bis 0% a und 100% b ein bestimmtes Mischungsverhältnis, dessen Schmelzpunkt am tiefsten liegt. Man nennt diese Mischung die eutektische Mischung und ihren Schmelzpunkt den eutektischen Punkt. Der eutektische Punkt liegt stets tiefer als der Schmelzpunkt der beiden reinen Komponenten a und b. Bei Mischkristallen, die eine lückenlose Reihe bilden, tritt ein solcher eutektischer Punkt nicht auf. Nur bei Mischkristallen mit begrenzter Mischungsfähigkeit kann die Erstarrungskurve Knickpunkte oder eutektische Punkte aufweisen.

Das Eutektikum.

Das Diagramm Fig. 6 mag die besprochenen Verhältnisse veranschaulichen.

Auf der Abszisse sind die Mengenverhältnisse der beiden Komponenten a und b, auf der Ordinate die Temperaturen abgetragen.

Ist T_a der Schmelzpunkt der Komponente a, T_b derjenige von b, so liegt der Schmelzpunkt der eutektischen Mischung bei der Temperatur T_E , die Zusammensetzung E der eutektischen Mischung in Fig. 6 würde z. B. 30% a und 70% b entsprechen. Ist nun in einer Mischung von der Komponente a mehr vorhanden, als die eutektische Zusammensetzung erfordert, so beginnt die Kristallisation mit dieser Komponente a allein. Die Ausscheidung von a dauert so lange fort, bis die Restschmelze die Zusammensetzung des Eutektikums a : b erreicht hat; alsdann kristallisieren beide Komponenten a und b gleichzeitig bei der tiefsten Temperatur T_E , sofern andere störende Einflüsse, wie Übersättigung bzw.

Unterkühlung usw., ausgeschaltet bleiben. Die gleichzeitige Kristallisation ist das Merkmal der eutektischen Mischung.

Allgemein lässt sich sagen, dass diejenige Komponente, die im Vergleich zum Eutektikum im Überschuss vorhanden ist, zuerst auskristallisiert.

Rosenbusch hat für die Ausscheidungsfolge eine Regel aufgestellt, welche die Summe empirischer Erfahrung der mikroskopischen Petrographie zusammenfasst. Es folgen Oxyde, Spinelle, Apatit, Titanit, (die sog. akzessorischen Bestand-

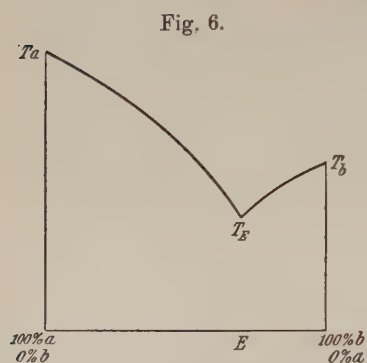


Diagramm eines binären Systems mit eutektischem Punkt.

teile), dann Olivin, rhombischer Augit, monokl. Augit, Hornblende, Plagioklase, Nephelin und Leuzit, Ägirinaugite, Albit, Orthoklas und Quarz.

Diese Regel besitzt zahlreiche Ausnahmen.

Zunächst sind die sog. akzessorischen Bestandteile Stoffe, die in sehr beschränkter Masse in Silikaten löslich sind. Sie gehören daher zu den frühesten Ausscheidungen. Die basischen Bestandteile besitzen durchweg einen höheren Schmelzpunkt. Ihre frühere Ausscheidung erklärt sich demnach auch durch die Lage des eutektischen Punktes. Die Ausnahmen der Regel lassen sich leicht in derselben Weise deuten.

Alle Schmelzen, mit Ausnahme der eutektischen, kristallisieren in einem Temperaturintervall, nur die Eutektika haben einen scharfen Kristallisationspunkt. Diese Verhältnisse, die zuerst auf dem Gebiet der Metallurgie erkannt wurden, lassen sich auch auf die Silikatschmelz-

lösungen übertragen. In den binären Silikatgemischen liegt der eutektische Punkt, wenn beide Komponenten einen annähernd gleich hohen Schmelzpunkt besitzen, ungefähr in der Mitte, bei grösseren Schmelzpunktsunterschieden rückt derselbe zu der am leichtesten schmelzenden Komponente hin, um so mehr, je grösser die Unterschiede sind. Bei konstantem Druck bleibt die Zusammensetzung des Eutektikums konstant. Drucksteigerung verschiebt, soweit die Erfahrung reicht, die Lage des eutektischen Punktes nur unwesentlich und zwar wahrscheinlich in demselben Sinn wie die Schmelzpunktsverschiebung der reinen Komponenten durch Druck verläuft.

Es mögen einige Beispiele folgen. Nach Day und Sheperd (6) besitzt Tridymit (richtiger Christobalit) seinen Schmelzpunkt bei ca. 1600° , das hexagonale Kalziummetasilikat α - CaSiO_3 (Pseudowollastonit) bei 1512° , ihre eutektische Mischung hat die Zusammensetzung 23% Tridymit: 77% α - CaSiO_3 , der Schmelzpunkt liegt bei 1418° . Noch viel tiefer liegt der eutektische Punkt der beiden Kalksilikate α - CaSiO_3 (Schmelzpunkt 1512°) und α - Ca_2SiO_4 (Schmelzpunkt 2082°) nämlich bei 1430° , die Zusammensetzung dieses Eutektikums ist 35% α - CaSiO_3 : 65% α - Ca_2SiO_4 . In den Eruptivgesteinen ist unter den binären Systemen mit voneinander unabhängigen Komponenten das Quarzfeldspateutektikum am bekanntesten. Dasselbe lässt sich aus den Gesteinsanalysen approximativ ableiten. Vogt gibt es zu 27,5% Quarz und 72,5% Orthoklas an. Das Eutektikum Quarz : Albit hat die gleiche Zusammensetzung, da beide Feldspate einen nahezu gleich hohen Schmelzpunkt besitzen, auch ihre Molekulargewichte und latenten Schmelzwärmen nicht sehr verschieden sind.

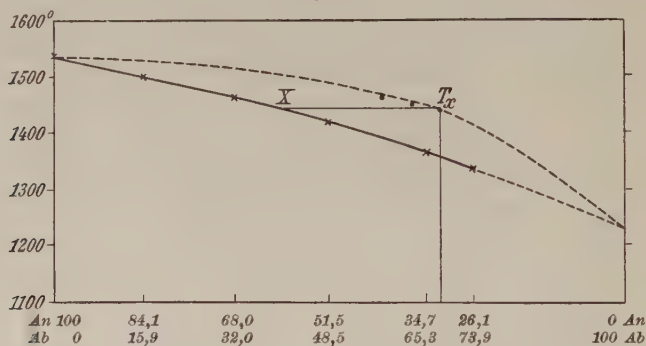
Das ternäre Eutektikum Quarz : Orthoklas : Albit (+ Anorthit) findet er angenähert zu 27,5 % Quarz : 30,5 % Orthoklas : 42 % Albit (+ Anorthit).

Weit häufiger tritt in den Eruptivgesteinen der andere Fall auf, dass die beiden Komponenten nicht voneinander unabhängig sind, sondern Mischkristalle bilden, entweder lückenlos oder mit Unterbrechung innerhalb der Mischungsreihe. Eine lückenlose Mischungsreihe besitzen bekanntlich die Kalknatronfeldspate. Nach Day und Allen zeigen die Plagioklase mit zunehmendem Ab-Gehalt kontinuierlich abnehmende Schmelzpunkte. Für Anorthit fanden sie 1532° , für Albit $\pm 1230^{\circ}$; für die übrigen Mischungen sind die Schmelzpunkte in Fig. 7 eingetragen. Aus einer Reihe Analysen hat Vogt das Verhältnis der Zusammensetzung des zuerst ausgeschiedenen Plagioklases zur durchschnittlichen Ab : An-Mischung im ganzen Gestein berechnet. Da ein Feldspat nur unterhalb seines Schmelzpunktes im kristallisierten Zustand existieren kann, so darf man die von Day und Allen entworfene Schmelzpunkts-

Mischkristalle
mit un-
grenzter
Mischbarkeit.

kurve gleichzeitig als die Kurve ansehen, die das Mischungsverhältnis derjenigen Plagioklasse angibt, die bei einer bestimmten Temperatur zuerst existenzfähig werden. Mit dieser Voraussetzung und gestützt auf obige Berechnung konstruiert Vogt das Erstarrungsdiagramm der Plagioklasmischkristalle Fig. 7. Greifen wir irgend eine magmatische Plagioklasmischung heraus, so ergibt der ihr angehörige Punkt der Erstarrungskurve T_x die Temperatur des Kristallisationsbeginnes. Der Schnittpunkt X der zur Abszisse von diesem Punkt aus gezogenen Parallelen mit der Schmelzkurve liefert dann die Zusammensetzung des bei der Kristallisation resultierenden Plagioklasses. Die häufig vorkommende Zonenstruktur ist eine Übersättigungserscheinung.

Fig. 7.



Erstarrungskurve der Plagioklasse nach Vogt (gestrichelt).
Schmelzpunktskurve (ausgezogen).

Der sich ausscheidende Mischkristall vermag sich nur innerhalb eines bestimmten Intervalls mit seiner Lösung im Gleichgewicht zu halten. Sinkt die Temperatur schneller, so wird er sprunghaft Zonen anderer Zusammensetzung ansetzen.

Wieder ein anderes Bild ergibt die Ausscheidung von Mischkristallen mit einer Lücke in der Mischungsreihe. Zu diesem Typus gehört das System Orthoklas—Albit.

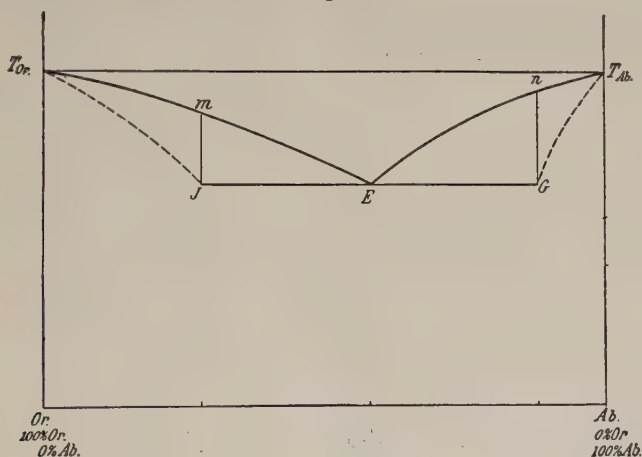
Man beobachtet in den Eruptivgesteinen, dass bei ganz überwiegendem Orthoklasgehalt dieser Feldspat die geringe Restmenge $Ab + An$ in sich aufnimmt und nur als Orthoklas kristallisiert. Herrscht Or über $Ab + An$ vor, so beginnt die Ausscheidung mit Orthoklas, später folgen Plagioklas oder Plagioklas und Orthoklas gleichzeitig. Bei einem bestimmten Mischungsverhältnis kristallisieren Orthoklas und Albit gleichzeitig als perthitischer Feldspat. Überwiegt dagegen $Ab + An$ über Or, so beginnt die Ausscheidung mit dem Plagioklas, der Orthoklas folgt nach. Ist schliesslich der Orthoklasgehalt nur klein, so kann er vollständig von dem Plagioklas aufgenommen werden. Es handelt sich hier

Mischkristalle
mit begrenzter
Mischbarkeit.

streng genommen, wenn man die Anorthitkomponente mit berücksichtigt, bereits um ein ternäres System.

Diese Verhältnisse seien wieder durch ein Diagramm, Fig. 8, veranschaulicht. Dasselbe ist ein rein schematisches, da die Lage des Punktes E nicht bekannt ist. Aus vorhandenen Analysen hat Vogt nur approximativ die Zusammensetzung des primären Orthoklases mit einem Maximalgehalt an Ab + An zu 72% Or : 28% Ab + An = J, die des eutektischen Gemisches zu 42% Or : 58% Ab + An = E und diejenige des Plagioklases mit einem maximalen Orthoklasgehalt zu 12% Or : 88% Ab + An = G berechnet. Die Abschnitte auf der Erstarrungskurve T_{Or} m, mE, E, nE und n T_{Ab} grenzen das Ausscheidungsgebiet der obigen fünf Fälle ab.

Fig. 8.



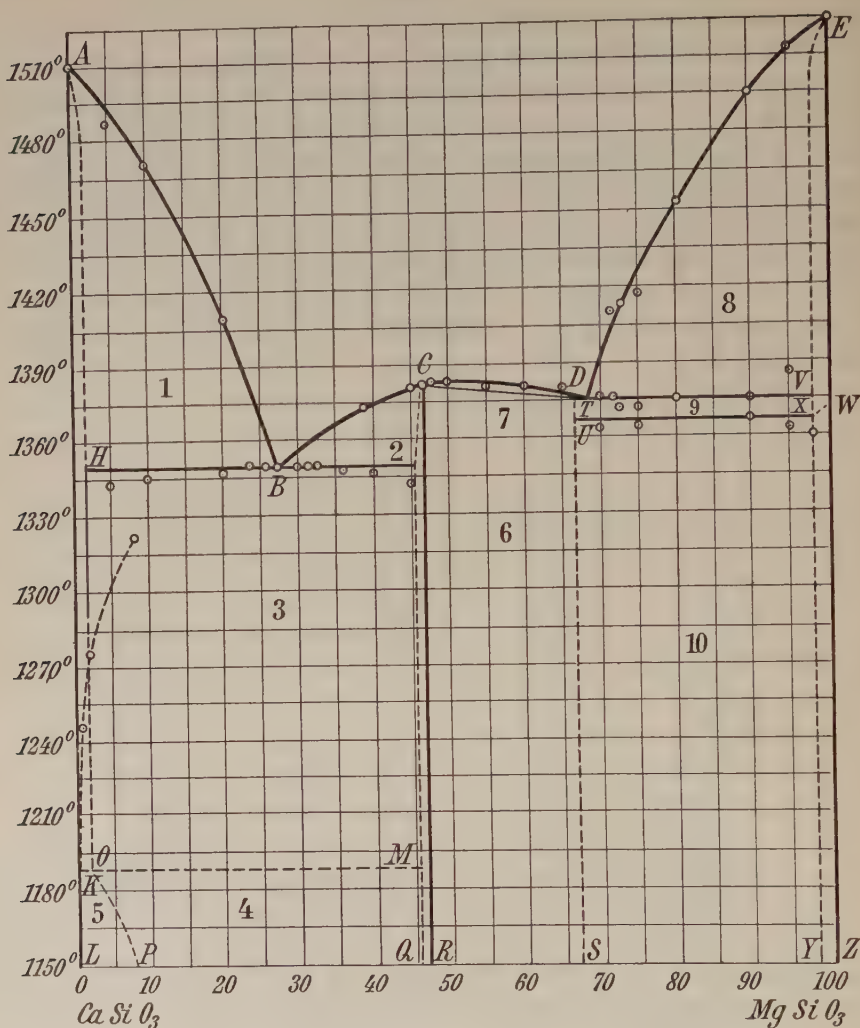
Schematische Erstarrungskurve des Systems Orthoklas-Albit.

Wieder anders stellt sich das Mischungsdiagramm von CaSiO_3 und MgSiO_3 , welches Allen und Mitarbeiter entworfen haben. Die Schmelzkurve besitzt zwei Knickpunkte, welche den Eutektiken zwischen Diopsid und CaSiO_3 und MgSiO_3 entsprechen. Die Temperaturangaben sind nach Day und Sosman in folgender Weise zu korrigieren:

A = 1540°	100%	CaSiO_3	:	0%	MgSiO_3
B = 1357°	72%	"		28%	"
C = 1391°	53,7%	"		46,3%	"
D = 1385°	32%	"		68%	"
E = 1554°	0%	"		100%	"

Es ist A der Schmelzpunkt des $\alpha\text{-CaSiO}_3$, E der des $\alpha\text{-MgSiO}_3$, C des Diopsid $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$, B ist der eutektische Punkt zwischen Diopsid und CaSiO_3 , D der zwischen Diopsid und MgSiO_3 .

Fig. 9.



Das System CaSiO_3 und MgSiO_3 nach Allen und Mitarbeitern.

Das Feld 1 ist $\alpha\text{-CaSiO}_3$ + Schmelze im Gleichgewicht.

" 2 " Diopsid + Schmelze.

" 3 " $\alpha\text{-CaSiO}_3$ + Diopsid.

" 4 " $\beta\text{-CaSiO}_3$ + Diopsid.

" 5 " Mischkristalle in $\beta\text{-CaSiO}_3$ von Diopsid.

" 6 " Mischkristalle von MgSiO_3 in Diopsid.

" 7 " Mischkristalle verschiedener Zusammensetzung + Schmelze.

" 8 " $\alpha\text{-MgSiO}_3$ + Schmelze.

" 9 " $\alpha\text{-MgSiO}_3$ + Diopsidmischkristalle.

" 10 " $\beta\text{-MgSiO}_3$ + Diopsidmischkristalle.

Die angeführten Beispiele mögen genügen, um zu zeigen, wie mannigfaltig bereits die Ausscheidungsverhältnisse in binären Systemen sein

können. Noch viel komplizierter gestalten sich die Vorgänge in ternären Gemischen. Will man sie bildlich darstellen, so muss man den Raum zu Hilfe nehmen. Man trägt auf den Seiten eines gleichseitigen Dreiecks die eutektischen Punkte der drei binären Systeme $a : b$, $b : c$ und $a : c$, die Temperaturen auf den Raumordinaten ein. Man erhält so Erstarrungsflächen, die sich in eutektischen Kurven schneiden, welche im eutektischen Punkt des ternären Systems zusammentreffen. Dieser Punkt liegt wesentlich tiefer, als der eutektische Punkt eines der drei binären Systeme. Die Erstarrung beginnt wieder mit der im Überschuss vorhandenen Komponente also etwa a und bewegt sich längs einer eutektischen Linie $a : b$ — in diesem Intervall scheiden sich die beiden Komponenten a und b gleichzeitig aus — bis der ternäre eutektische Punkt mit der gleichzeitigen Kristallisation aller drei Komponenten erreicht ist. Komplexere Systeme sind bisher nicht untersucht worden.

Das charakteristische Merkmal der Ausscheidungsvorgänge an einem eutektischen Punkt war die Gleichzeitigkeit der Ausscheidung aller Komponenten. Derartige eutektische Strukturen sind in der Gesteinswelt wohl bekannt. Die schriftgranitischen Verwachsungen zwischen Orthoklas und Quarz, die mikroperthitischen Feldspate, gewisse granophyrische, sphärolitische und mikrofelsitische Strukturformen und andere mehr sind hierher zu rechnen. Gleichwohl bilden dieselben in der grossen Mannigfaltigkeit der Gesteinsstrukturen Ausnahmefälle, und es kommt ihnen lange nicht die Bedeutung zu, die sie bei den Metallegierungen besitzen. Man hat aus diesem Grunde die Übertragungsmöglichkeit der eutektischen Lehre auf die Silikatschmelzen ganz in Abrede stellen wollen, sicherlich zu Unrecht. Zweifelsohne sind die Ausscheidungsvorgänge in Metallegierungen einfacher und klarer, die der Eruptivgesteine weit verwickelterer Natur. Die Silikate müssen demnach, im Gegensatz zu den Metallen, physikalische Eigenschaften besitzen, die das klare Bild der Ausscheidungsvorgänge zu verschleiern imstande sind, und es gilt nunmehr, diese Eigenarten der Silikate aufzusuchen.

Zunächst wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Silikatschmelzen Elektrolyte sind, d. h. ihre Bestandteile sind zum Teil in Ionen zer-spaltet. Nun lehrt die physikalische Chemie, dass, wenn in einer Lösung oder Schmelze sich zwei Komponenten in teilweise dissoziiertem Zustand befinden und ein gemeinsames Ion besitzen, die Löslichkeit dieser Substanz herabgesetzt und ihre Ausscheidung aus der Schmelze begünstigt wird. (Nernstsches Gesetz.) In den Gesteinen sind fast immer Mineralien anwesend, die gemeinsame Ionen besitzen, ist doch die Zahl der Elemente, die man in grösserer Menge im Eruptivgestein antrifft, eine verhältnismässig beschränkte. Demnach lernen wir in der Dissoziation eine

Eigenarten der
Silikat-
schmelzen.

Erscheinung kennen, welche besonders in den verwickelten Gemischen der Eruptivgesteine die frühzeitige Ausscheidung gewisser Komponenten, die gemeinschaftliche Ionen besitzen, begünstigt und das Kristallisationsspatium derselben bis zur Erreichung des Eutektikums verlängert. Es kann dadurch eine Verschiebung der Ausscheidungsverhältnisse und eine weitere Komplikation eintreten.

Unterkühlung.

Eine andere Eigenschaft, zu der die Silikate in besonders hohem Masse neigen, ist ihre Fähigkeit, in einem übersättigten oder unterkühlten Zustand zu verharren. Wenn eine Schmelze bei einer bestimmten Temperatur kristallisiert, so gelingt es unter gewissen Vorsichtsmassregeln, dieselbe auch noch unter ihrem Erstarrungspunkt flüssig zu erhalten. Ein ähnliches Verhalten kann eine gesättigte Lösung zeigen, so dass die Sättigungstemperatur überschritten werden kann, ohne dass von der gelösten Substanz etwas ausgeschieden wird. Man nennt dieses Phänomen Übersättigung oder Unterkühlung. Im unterkühlten Zustande ist die Schmelze zunächst metastabil. Die Gegenwart der kristallisierten Phase, selbst in winziger Menge, reicht aus, den metastabilen Zustand aufzuheben und die Kristallisation einzuleiten. Es ist das eine Art Impfwirkung, die zur Bildung neuer Kristallkeime anregt und damit den Kristallisationsprozess überhaupt erst möglich macht. Sinkt die Temperatur weiter, so tritt die übersättigte oder unterkühlte Substanz, beides läuft auf dasselbe hinaus, in das labile Gebiet ein, hier genügt ein kleiner Anlass, um die Kristallisation schnell freiwillig einzuleiten.

Die Fähigkeit, Übersättigungserscheinungen hervorzurufen, steht in sehr innigem Zusammenhang mit der Viskosität einer Schmelze. Das Werden eines Kristalls erfordert Zeit, um so mehr, je geringer die Beweglichkeit der Moleküle ist, die den Kristall aufbauen wollen. Es ist eine allgemeine Erfahrung, dass zähflüssige Schmelzen in weit höherem Masse zur Übersättigung neigen, als dünnflüssige. Die Übersättigung stört den normalen Verlauf der Ausscheidungen und ist meist Schuld an der sprunghaften Änderung in den Zusammensetzungen der Ausscheidungsprodukte, ferner an anderen Unregelmässigkeiten. Ihr Einfluss auf die Ausbildung der Struktur wird später noch eingehender zu würdigen sein.

Bei sehr langsamem Temperaturabfall wird die Unterkühlung viel weniger in Erscheinung treten können, denn die ausgeschiedenen Kristalle haben Zeit, sich mit ihrer Lösung im Gleichgewicht zu halten. So liegen die Verhältnisse bei den in der Tiefe langsam erstarrten Magmen. Anders bei schneller Abkühlung, wie sie bei Oberflächengesteinen eintritt. Bei diesen spielen Unterkühlungserscheinungen eine ungleich grössere Rolle.

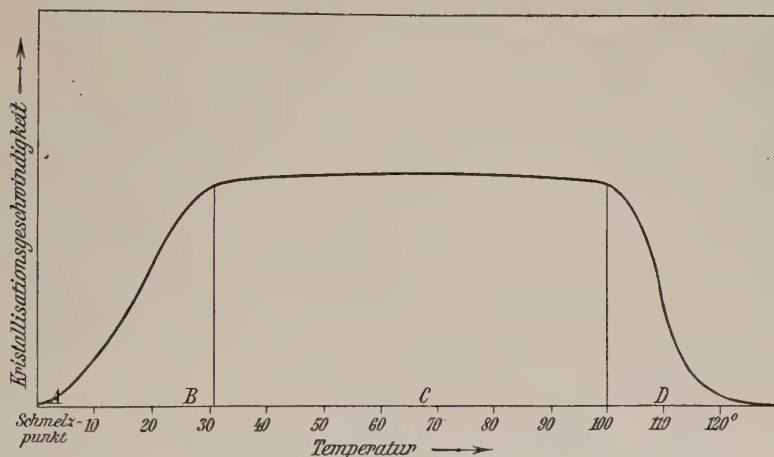
In enger Beziehung zu den Übersättigungserscheinungen stehen das verschieden grosse Kristallisationsvermögen und die Wachstumsge-

Kristallisations-
vermögen und
Wachstums-
geschwindig-
keit gesteins-
bildender
Mineralien.

schwindigkeit der gesteinsbildenden Mineralien. Beides sind Zeitgrössen. Das Kristallisationsvermögen bestimmt sich durch die Anzahl der Kristallkeime, die sich in der Zeiteinheit in der Masseneinheit der Lösung oder Schmelze bilden, während man die Wachstumsgeschwindigkeit (Kristallisationsgeschwindigkeit) als die Geschwindigkeit definieren kann, mit der sich die Grenze zwischen Kristall und umgebender Flüssigkeit verschiebt.

Im Kristall besitzen die verschiedenen Richtungen im allgemeinsten Fall ungleiche Wachstumsgeschwindigkeiten, die sich jedoch den kristallographischen Symmetrieverhältnissen einordnen. Diese Verschiedenheit bedingt die Mannigfaltigkeit in der äusseren Erscheinungsform

Fig. 10.



Diagramm, die Kristallisationsgeschwindigkeit in ihrer Abhängigkeit von der Temperatur darstellend, nach Tammann und Doelter.
Die Temperaturen geben die Grade der Unterkühlung an.

ein und desselben Minerals, kurz seinen Habitus oder seine Kristalltracht. Unter bestimmten Umständen bilden sich tafelige, unter anderen säulenförmige oder isometrische Kristalle. Die Beziehung zwischen Kristallisationsgeschwindigkeit und Unterkühlung ist von Tammann (30) und Doelter (29) aufgeklärt worden.

Das Diagramm, Fig. 10, zeigt die Kristallisationsgeschwindigkeit einer Schmelze im unterkühlten Zustand. Die Kristallisationsgeschwindigkeit ist auf der Ordinate, die fallenden Temperaturen des Unterkühlungsintervalles sind vom Schmelzpunkt nach rechts abgetragen. Das Gebiet A erzeugt grössere, flächenreiche Kristalle zumal durch thermische Konvektionsströme; im Gebiet B wird die Kristallisation beschleunigt, spießige Kristalle sind das Ergebnis. In C hat die Kristallisationsgeschwindigkeit ihren maximalen Wert erreicht und bleibt eine Weile konstant,

um endlich im Gebiet D sehr schnell zu fallen. Hier entwickeln sich nach Doelter kleine körnige Aggregate und kurze, dickere Kriställchen.

Ordnet man die gesteinsbildenden Mineralien nach abnehmendem Kristallisationsvermögen, so kann man nach den Erfahrungen von Doelter (29) und Vogt (28) sie in folgende Reihe bringen: Spinell, Magnetit, Olivin, Bronzit, Diopsid, Hedenbergit, Augit, Anorthit, α -CaSiO₃, Melilith, Labrador, Leuzit, Nephelin, Akmit, Albit, Orthoklas, Quarz. Albit und Orthoklas besitzen derartig zähflüssige Schmelzen mit einem so kleinen Kristallisationsvermögen, dass ihre Synthese aus trocknen Schmelzen höchst schwierig gelingt, sofern man nicht durch Beigabe von Flussmitteln die Viskosität künstlich herabsetzt.

So braucht nach Doelters (29) Berechnung ein 2 cm grosser Leuzitkristall 800—1600 Stunden, ein Augit von 1 cm Länge ca. 154—208 Stunden, ein feinkörniger Basalt von 0,10—0,25 mm Korngrösse einen Tag, ein mittelnkörniger Gabbro 10 Tage zu seiner Entstehung.

Brun (31) stellte Quarz durch 40 Stunden langes Erhitzen von Obsidian auf Temperaturen von 700—750° mit NaCl und KCl-Dämpfen unter gewöhnlichem Druck dar. Eine Erhitzung auf 800—1000° lieferte unter den gleichen Bedingungen Tridymit.

Der Umstand, dass das Kristallisationsvermögen der Silikate innerhalb sehr weiter Grenzen verschieden ist, erklärt die Erscheinung, dass in den Eruptivgesteinen wahre Eutektstrukturen relativ selten vorkommen. Denken wir uns ein eutektisches Gemenge von zwei Komponenten, deren Kristallisationsvermögen und -geschwindigkeit stark verschieden sind. Theoretisch sollte gleichzeitige Kristallisation eintreten; allein schon die Bildung der Kristallisationszentren des schwer kristallisierenden Körpers verlangt sehr viel mehr Zeit als die des anderen. Es ist daher leicht denkbar, dass die Kristallisation der Komponente mit dem grossen Kristallisationsvermögen nahezu oder vollständig beendet ist, wenn die Ausscheidung der anderen Komponente erst beginnt. Diese Überlegung führt zu dem Ergebnis, dass in den Eruptivgesteinen typische Eutektstrukturen nur zwischen Komponenten mit gleich grossem Kristallisationsvermögen überhaupt zu erwarten sind. In der Tat erfüllen die bisher bekannten eutektischen Gesteinsstrukturen diese Bedingung. Es sei an die Eutektika zwischen Quarz: Feldspat, Orthoklas: Albit (Vogt) oder Fayalit: Magnetit (Doelter, Petrogenesis S. 135) erinnert; es sind in der Gesteinswelt demnach eutektische Mischungen möglich, die sich nicht durch ihre Struktur verraten und nur durch ihre chemische Zusammensetzung erkannt werden können.

Das Ergebnis der obigen Darstellung der Ausscheidungsvorgänge in den Eruptivmagmen kann dahin zusammengefasst werden:

Die Kristallisationsfolge im Eruptivgestein ist von komplizierterer Natur als in den Metallegierungen, sie ist von einer Reihe von Faktoren gleichzeitig abhängig. In erster Linie wird die Zusammensetzung der Schmelze, verglichen mit dem eutektischen Gemisch, die Reihenfolge der Ausscheidungen bestimmen. Die elektrolytische Dissoziation bewirkt, dass gewisse Bestandteile, welche Ionen gemeinsam haben, früher und innerhalb eines grösseren Intervalls zur Ausscheidung gelangen. Das verschieden grosse Kristallisationsvermögen und die Wachstumsgeschwindigkeit verhindern im allgemeinen das Zustandekommen typischer Eutektstrukturen, die sich nur zwischen Komponenten mit annähernd gleich-grossem Kristallisationsvermögen einstellen können. Übersättigungserscheinungen endlich stören den stetigen Verlauf der Kristallisation.

5. Die Strukturen der Eruptivgesteine und ihre Entstehung.

Die äusseren physikalischen Bedingungen, unter denen sich die geologische Gestaltung des Magmas vollzieht, bestimmen die Ausbildungsweise der Bestandteile, die Art ihrer Anordnung und Raumerfüllung, kurz die Struktur eines Eruptivgesteins. H. Rosenbusch vergleicht treffend das Magma mit dem Münzmetall und die geologische Erscheinungsform mit dem Stempel, der das Gepräge aufdrückt. Das mikroskopische Studium der Eruptivgesteine hat die Mannigfaltigkeit der Gesteinsstrukturen kennen gelehrt. Es kann hier nicht die Aufgabe sein, diese Strukturen zur Darstellung zu bringen. Nur die Gesteinsstrukturen und ihre Entstehungsbedingungen, so weit sie für das Verständnis vulkanischer Erscheinungen von Wichtigkeit werden, sollen hier besprochen werden, im übrigen muss auf die Darstellungen petrographischer Lehrbücher verwiesen werden (1—3).

Nach der Stufe, auf welcher der Kristallisationsprozess stehen geblieben ist, kann man folgende drei Strukturgruppen¹⁾ unterscheiden:

1. Die holokristallinen Strukturen. Der Kristallisationsprozess ist zum Abschluss gekommen, selbst der letzte Rest ist kristallisiert erstarrt. Derartige Strukturen sind den Tiefengesteinen eigen. Holokristalline
Strukturen.

2. Hypokristalline Strukturen. Der Kristallisationsvorgang ist nicht zu Ende geführt worden. Ein Rest hat sich nicht individualisieren können und ist zu Glas erstarrt. Kristalle neben Glas sind für diese Strukturformen charakteristisch. Sie sind die normalen Struk- Hypokristalline
Strukturen.

¹⁾ Im folgenden werden die von Rosenbusch eingeführten Nomenklaturen benutzt, die unter den deutschen Petrographen sich am meisten eingebürgert haben.

turen der Ergussgesteine, sowie gewisser in geringer Tiefe und in kleineren Massen erstarrter hypoabyssischer Gesteine.

Glasige
Strukturen.

3. Glasige Strukturen. Das Magma ist in diesem Fall zur geologischen Gestaltung gelangt, ehe der Kristallisationsprozess begonnen hatte, die ganze Masse ist glasig erstarrt. Reine Gesteinsgläser sind eine Seltenheit, meist ist die Kristallisation in den allerersten Anfängen unterbrochen worden. Sie kommt nur bei Oberflächengesteinen oder submarinen Ergüssen vor.

Weitere Strukturunterschiede sind begründet durch die Art und Weise, in der einzelne Bestandteile im Gestein zusammentreten. Von zwei verschiedenen Mineralien wahrt das eine dem anderen gegenüber seine kristallographische Gestalt, man nennt es deswegen idiomorph, das andere, das keine Eigengestalt besitzt und seine Umrisse durch den idiomorphen Nachbar vorgeschrieben erhält, ist allotriomorph. Der idiomorphe Bestandteil ist stets früher ausgeschieden und hat den anderen in der freien Entwicklung seiner Formen behindert.

Der wichtigste Strukturunterschied besteht im Gegensatz zwischen körniger und porphyrischer Struktur.

Körnige
Struktur und
Porphy-
struktur.

Die körnige Struktur gehört zur holokristallinen Gruppe. Alle Bestandteile sind kristallin entwickelt. Ein Gegensatz zwischen den Erstlingsausscheidungen und den späten Kristallisationsprodukten besteht nicht. Die Korngrösse der Bestandteile, die in weiten Grenzen schwanken kann, ist annähernd gleich gross. Nach der Art und Weise, wie die einzelnen Bestandteile sich gegenseitig begrenzen, wird man Abarten unterscheiden können.

Die hypidiomorphkörnige Struktur kommt zustande, wenn die idiomorphe Begrenzung nur auf einige wenige Hauptgemengteile und die akzessorischen Mineralien beschränkt bleibt.

Diese Strukturen sind das Ergebnis eines langsamen, bis zum Schluss vorgerückten Kristallisationsvorganges und den Tiefengesteinen eigentümlich; sie können auch bei Oberflächengesteinen gelegentlich vorkommen, zumal bei besonders mächtigen Decken. Sind dagegen alle Gemengteile stellenweise idiomorph ausgebildet, so entsteht die panidiomorph-körnige Struktur, die besonders häufig unter den Ganggesteinen zu finden ist. Sie ist in einem kleinen Kristallisationsintervall entstanden und zeugt von einer nahezu gleichzeitigen Kristallisation aller Komponenten, wie sie die Theorie von eutektischen Mischungen verlangt.

Im Gegensatz zu den körnigen Strukturen tritt bei der Porphystruktur der Unterschied von Einsprengling zur Grundmasse augenfällig in Erscheinung. Die Einsprenglinge sind die idiomorph ausgebildeten Ausscheidungen des ersten Abschnittes des Kristallisationsprozesses; der

Rest ist zu einer strukturell anders gearteten Grundmasse erstarrt. Porphystrukturen gehören in erster Linie zur hypokristallinen Gruppe, doch kommen sie auch in der ersten Abteilung vor, wenn die Grundmasse kristallinisch-körnig individualisiert ist; in diesem Falle ist die Struktur holokristallinporphyrisch. Die Porphystruktur ist die charakteristische Struktur aller Ergussgesteine. Sie kommt durch einen nicht stetigen Verlauf oder vorzeitigen Abbruch der Kristallisation zustande.

Die Gesteinsstruktur wird durch ein Zusammentreten verschiedener Faktoren bedingt. Diese Faktoren sollen nunmehr aufgesucht und ihr Einfluss bestimmt und abgegrenzt werden.

Die Bildungs-
faktoren der
Struktur.

An erster Stelle steht die chemische Zusammensetzung des Magmas. Sie bestimmt die Temperatur, bei welcher der Kristallisationsprozess beginnt und sein Ende erreicht. Also die Länge des Kristallisationsintervalls ist von der chemischen Zusammensetzung abhängig, wenn die Kristallisation nicht durch andere Faktoren vorzeitig unterbrochen wird. In welcher Weise die Ausscheidung der Reihenfolge nach sich abspielt, ist in dem vorigen Abschnitt gezeigt worden. Von der chemischen Zusammensetzung ist ferner abhängig die Viskosität einer Schmelze, mit der wieder eng das Kristallisationsvermögen in Verbindung steht. Basische Magmen sind dünnflüssig, saure gewöhnlich ausserordentlich zähflüssig. FeO- und MnO-reiche Silikatschmelzen sind besonders dünnflüssig, Fayalitschmelzen (Fe_2SiO_4) z. B. sind dünnflüssig wie Wasser, K_2O , Na_2O , Al_2O_3 und SiO_2 -reiche Schmelzen dagegen zähflüssig. Besonders die tonerdereichen Schmelzen besitzen die Konsistenz des Teeres. Dementsprechend werden die sauren Alkali-Tonerde-reichen Magmen ganz besonders zur glasigen Erstarrung neigen, während die körnige Struktur selbst bei etwas schnellerer Abkühlung bei basischen Gesteinen sich bilden kann. Die reinen Gesteinsgläser, wie die Obsidiane, gehören sauren Eruptivgesteinstypen an. Das Kristallisationsvermögen bestimmt in erster Linie den Grad des Idiomorphismus; dasjenige Mineral mit dem grösseren Kristallisationsvermögen wird sich dem anderen gegenüber idiomorph verhalten.

Eine ganz besondere Rolle spielen die Übersättigungserscheinungen; sie sind abhängig von der Viskosität der Schmelze und damit auch von der chemischen Zusammensetzung. Je viskoser eine Schmelze ist, desto mehr wird sie zur Übersättigung neigen. Man wird daher derartigen Erscheinungen besonders in sauren Gesteinen begegnen. Übersättigungserscheinungen sind ausserdem von der Zeit abhängig, ihr Einfluss auf die Struktur wird besser später zu erörtern sein.

Als zweiter wirksamer Faktor ist der Druck zu nennen. Bei höherem Druck verschiebt sich der Schmelzpunkt nach oben und damit auch die Lage des eutektischen Punktes. Die Schmelzpunktverschiebung ist

nicht sehr bedeutend. Nach Rechnung von Vogt beträgt sie $0,5^{\circ}$ auf 100 Atm. Ein Mineral wie der Augit mit 1200° Schmelztemperatur würde folgende Verschiebung zeigen:

Druck	Tiefe	Schmelzpunkte
1 Atm.	0 km	1200°
270 „	1 „	$1201,3^{\circ}$
2700 „	10 „	$1213,5^{\circ}$
10 000 „	37 „	1250°
27 000 „	100 „	ca. 1335°

Das Magma gelangt beim Aufsteigen in Gebiete niederen Druckes. Durch eine schnelle Ortsveränderung können plötzliche Druckentlastungen eintreten, zumal beim Austritt zur Oberfläche; damit sind Verschiebungen der Schmelzpunkte und eutektischen Punkte verknüpft, die einen Einfluss auf die Struktur auszuüben imstande sind. Diese Verschiebungen sind, wie die obigen Zahlen dartun, nicht gross, und der direkte Einfluss des Druckes wird im allgemeinen nicht besonders hoch zu bewerten sein. Indirekt kann eine schnelle Druckentlastung die gelösten Gase im Magma entbinden und damit eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung des Magmas herbeiführen, die sich besonders für das Kristallisationsvermögen bemerkbar machen wird. Das Entweichen der flüchtigen Bestandteile wird die Viskosität erhöhen und damit die Kristallisation erschweren. Druck steigert für sich allein die Zähflüssigkeit bei den Silikaten durch Vermehrung der inneren Reibung. Eine Druckentlastung wird ceteris paribus kristallisationsfördernd wirken. Es treten demnach mehrere Umstände zusammen, die sich in ihrer Wirkung zum Teil aufheben. Von den massgebenden Faktoren ist jedenfalls der Druck am wenigsten ausschlaggebend.

In anderer Weise kann jedoch der Druck auch den Mineralbestand des Eruptivgesteins bestimmen. Ein jedes Mineral ist in einem bestimmten Zustandsfeld, das durch Temperatur und Druck gegeben ist, existenzfähig. Ist die Grenze erreicht, so wandelt es sich in andere stabile Modifikationen um. So sind z. B. die Existenzbereiche des Tridymit (Christobalit) und Quarz, beides Modifikationen des SiO_2 , durch Druck und Temperatur umschrieben. Die augitischen Metasilikate scheiden sich in höheren Druckgebieten unter Umständen als Hornblenden aus. Nach der Druckentlastung infolge der Eruption hat der Hornblendekristall sein instabiles Feld erreicht und zerfällt zu Augit, eine Erscheinung, die Ergussgesteine überaus häufig zeigen. Das Kalziummetasilikat kristallisiert in der Natur nur als Wollastonit, während man es aus Laboratoriumsschmelzen unter Atmosphärendruck als pseudohexagonale $\alpha\text{-CaSiO}_3$ erhält, entsprechend anderen Temperatur- und Druckverhältnissen.

Wohl den wichtigsten Faktor bei der geologischen Gestaltung des

Gesteins gibt die Abkühlungsdauer, also die Zeit her. Ist der Temperaturabfall ein sehr langsamer, die Kristallisationsdauer eine sehr grosse, so werden selbst die Bestandteile mit sehr kleinem Kristallisationsvermögen Zeit zur Auskristallisation finden. Übersättigungserscheinungen treten in den Hintergrund, denn die bereits ausgeschiedenen Kristalle haben Zeit, sich mit ihrer Lösung in das Gleichgewicht zu setzen. Die holokristallinen, körnigen Strukturen sind das notwendige Resultat einer langandauernden, stetig verlaufenden Kristallisation bei langsamem Temperaturabfall. Diese Bedingungen sind in der Tiefe gegeben, wo an und für sich schon höhere Temperaturen herrschen und die Injektion in eine heisse Umgebung erfolgt. Die umgebende Gesteinshülle ist überdies ein sehr schlechter Wärmeleiter, so dass die Kristallisation in einem beinahe vollständig thermisch isolierten Zustand vor sich gehen kann. Durch den Kristallisationsvorgang wird ausserdem die gesamte latente Schmelzwärme frei, wodurch die Erstarrungszeit nicht unbedeutend verlängert wird. Es gehören sehr lange Zeiträume, die von der Grössenordnung geologischer Zeitmasse sein mögen, dazu, bis grössere Tiefengesteinskörper völlig kristallin erstarren. Im allgemeinen werden saure Magmen längere Zeit brauchen als basische. Nach Bröggers Beobachtungen ist der Essexit des Christianiagebiets in einer Tiefe von 600 m vollständig körnig erstarrt, während granitische Magmen in 1 km Tiefe noch zu Quarzporphyren kristallisierten. Die körnige Struktur hängt also nicht vom Druck sondern in erster Linie von der Zeit ab. Der Einfluss, den die flüchtigen Bestandteile des Magmas, die sog. Mineralisatoren, auf das Zustandekommen der körnigen Struktur ausüben, wird an späterer Stelle erörtert werden.

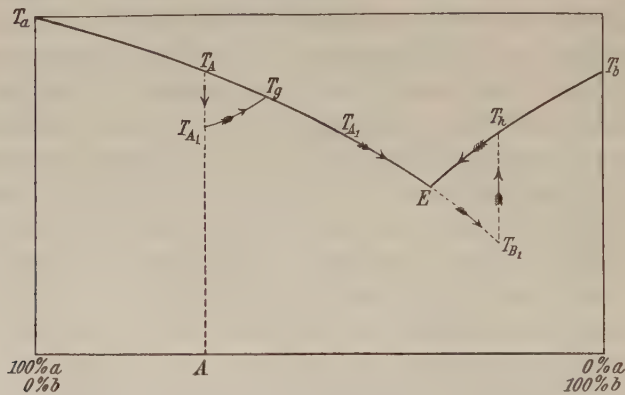
Eine schnelle Abkühlung verhindert die Kristallisation und bewirkt glasige Erstarrung. Reine Gesteinsgläser entstehen aus heissen Magmen, die die Erdoberfläche mit Temperaturen erreichen, die noch oberhalb des Anfangspunktes der Kristallisation liegen. Je schneller die Abkühlung vor sich geht, desto mehr Glas wird sich bilden. Die vitrophyrischen Strukturen sind mit wenigen Ausnahmen auf Ergussgesteine beschränkt; normale Tiefengesteine besitzen nie Glas. Höchstens kann man bei Ganggesteinen, die in geringer Tiefe und mit kleinem Volumen erstarrt sind, Glas beobachten. In solchen Fällen ist die Abkühlung relativ schnell vor sich gegangen.

Reine Gläser verlangen allgemein sehr schnelle Abkühlung, sie sind demnach nur ein extremer Fall. Bei relativ schneller Abkühlung dagegen werden Übersättigungserscheinungen eintreten, welche die Ausscheidung des Kristalls erst unterhalb seines Kristallisationspunktes zustande kommen und die Ausscheidungsgrenzen nicht unwesentlich überschreiten lassen. Durch diese Überschreitung kann ein Hiatus im Kri-

stallisationsverlauf eintreten, der zu zwei getrennten Kristallisationsperioden führt und die Porphyrystruktur mit ihrem Gegensatz von Einsprengling und Grundmasse entstehen lässt.

Das Diagramm, Fig. 11, mag die Übersättigungsvorgänge in einem binären System nach Vogt erklären. Greifen wir eine Mischung von der Zusammensetzung A heraus. Bei T_A sollte die Kristallisation mit der Ausscheidung der Komponente a beginnen. Es tritt Unterkühlung ein, deren Betrag neben anderen Faktoren von der chemischen Zusammensetzung abhängig ist. Die Temperatur sinkt bis T_{A_1} , ehe die ersten Kristalle sich bilden. Nun kristallisiert die ganze im unterkühlten Zustand befindliche Menge a aus, dabei wird ihre Kristallisationswärme frei, die, falls sie nicht fortgeleitet wird, das Magma wieder etwas erwärmt

Fig. 11.



Diagramm, den Einfluss der Übersättigung auf die Ausscheidung und Struktur darstellend, nach Vogt.

bis T_g . Der Ausscheidungsvorgang spielt sich im Übersättigungsfeld von T_{A_1} nach T_g ab. Die Temperatur sinkt weiter bis zum eutektischen Punkt, währenddessen die Ausscheidung von a fort dauert. Nun sollten a und b gleichzeitig kristallisieren, doch die Komponente b braucht wegen der Übersättigungsneigung einige Zeit, bis die ersten Kristalle sich bilden, bis dahin ist die Temperatur bis T_{B_1} gesunken. Die übersättigte Menge b gelangt zur Kristallisation, und die dabei freiwerdende Kristallisationswärme erhitzt wieder die Schmelze bis T_h . Dann treten drei Möglichkeiten ein:

1. Die im Intervall E T_{B_1} ausgeschiedenen a-Kristalle werden wieder aufgelöst und dazu Wärme verbraucht.

2. Es kommt nicht zur Resorption der a-Kristalle, alsdann kristallisiert b allein auf der Strecke T_{B_1} T_h E bis das Eutektikum ein zweites mal erreicht ist und der Rest a und b gemeinsam kristallisiert.

3. Meist wird hingegen nur ein Teil der a-Kristalle der Resorption anheimfallen. Bei der Kristallisation der unterkühlten b-Menge wird die Wiedererwärmung nicht ganz bis T_b gelangen. Dann ist das Gesamtbild folgendes: Erst a-Kristalle, dann b-Kristalle; die a-Kristalle gehen zum Teil in Lösung; endlich a und b, wenn der eutektische Punkt das zweitemal erreicht ist. In diesem Augenblick befinden sich in der Schmelze porphyrische Kristalle von a und b. Der Rest erstarrt, je nachdem der Temperaturabfall schneller oder langsamer vor sich geht, glasig oder kristallin feinkörnig und die Porphyrstruktur ist fertig. So ist nach V o g t in dem durch Übersättigung bewirkten Hiatus die generelle Erklärung der Porphyrstruktur zu suchen.

Ein unstetiger Verlauf des Temperaturabfalls tritt ein, wenn während des Kristallisationsvorganges eine Ortsveränderung des Magmas und damit eine plötzliche Veränderung der äusseren physikalischen Bedingungen stattfindet. Besonders stark wird sich die Veränderung geltend machen, wenn ein Magma in diesem Stadium zur Eruption an die Oberfläche der Erde gelangt. Die Erfahrung lehrt, dass die Magmen sich auf ihrem Wege nach aussen dann bereits so weit abgekühlt haben, dass sie in der Kristallisation begriffen sind. Der Rest kristallisiert nach stattgefundener Eruption sehr viel schneller, eine Porphyrstruktur ist wieder die notwendige Folge. Die intratellurisch entstandenen Einsprenglinge stehen der Grundmasse, dem Gebilde der Effusionsperiode, gegenüber. Die dazwischen liegende Eruption ist Schuld an dem Hiatus. Diese Erklärung gibt H. R o s e n b u s c h für die Porphyrstruktur. Sie mag in vielen Fällen das Richtige treffen, hat aber keine allgemeine Gültigkeit.

Das Wesentliche der Porphyrstruktur kann, und hierin muss man V o g t unbedingt beipflichten, nicht damit erklärt werden.

6. Die gesteinsbildenden Mineralien.

Die Zahl der primären Mineralbestandteile, die in den Eruptivgesteinen vorkommen können, ist verhältnismässig beschränkt. Stets treffen dieselben Mineralien in den verschiedensten Kombinationen zusammen. Man kann die gesteinsbildenden Mineralien in drei grössere Gruppen zusammenfassen.

1. Die akzessorischen Bestandteile oder Neben- Akzessorische Bestandteile.
gemengteile. Sie spielen in der quantitativen Zusammensetzung des Gesteins nur eine untergeordnete Rolle. In diese Gruppe gehören vor allem die Bestandteile nicht silikatischer Natur, wie die Erze, Magnet-eisen, Titaneisen, Chromeisen, Korund, Glieder der Spinellfamilie, Perowskit, Apatit, Zirkon u. a. mehr, ferner unter den Silikaten Titanit. Es sind meistens Frühausscheidungen.

Helle Bestand-
teile.

2. Die Gruppe der hellen Bestandteile. In dieser Gruppe sind alle Alkalitonerde- und Kalktonerdesilikate vertreten. Die wichtigste Rolle spielt die Feldspatgruppe, die Kali-Natronfeldspate und Kalknatronfeldspate. In kieselsäurearmen Gesteinen kann der Feldspat ganz oder teilweise durch Feldspatvertreter, Leuzit, Nephelin oder Mineralien der Sodalithgruppe, Melilith usw. ersetzt werden. Der helle Glimmer ist nur auf gewisse granitische Tiefengesteine und saure gangförmige Spaltungsprodukte beschränkt.

Eine besondere Rolle spielt die freie Kieselsäure in Gestalt des Quarzes. Quarz kann sich nur in solchen sauren Gesteinen ausscheiden, welche nach Sättigung der vorhandenen Basen noch einen Überschuss an freier Kieselsäure besitzen.

Dunkle Be-
standteile.

3. Die Gruppe der dunklen Bestandteile. Diese Gruppe umfasst die Silikate der Magnesia und des Eisens. In gewissen tonerdearmen Gesteinen treten Alkali-Eisensilikate (Alkali-Pyroxene und -Amphibole) hinzu.

Die sauersten in dieser Gruppe möglichen Silikate sind Metasilikate, die Augite und Hornblenden. Von diesen beiden Mineralfamilien ist, wenn auch nicht ausschliesslich, der Augit mehr in den Ergussgesteinen, die Hornblende in den Tiefengesteinen zu Hause. In kieselsäureärmeren Gesteinen können die Metasilikate ganz oder teilweise durch die Orthosilikate der Olivingruppe ersetzt werden. Unabhängig von dem Kieselsäuregehalt des Gesteins ist das Vorkommen des dunklen Glimmers (Biotit). Man findet ihn in sauren wie in basischen Gesteinen.

Zu dieser Gruppierung führt lediglich die chemische Zusammensetzung der gesteinsbildenden Mineralien. Unter Berücksichtigung der physikalischen Bildungsbedingungen kommt man zu einer anderen Einteilung. Zahlreiche synthetische Versuche, die Mineralien der Gesteine und die Gesteine selbst künstlich zu erzeugen, haben gelehrt, dass es eine Reihe gesteinsbildender Mineralien gibt, die mit Leichtigkeit aus ihren Schmelzen kristallisieren. Diesen stehen andere gegenüber, die nicht freiwillig aus ihrer Schmelze zu erhalten sind, bei welchen es vielmehr des Zusatzes fremder Substanzen bedarf, um ihre Bildung und Kristallisation zu ermöglichen. Diese vermittelnden Substanzen erscheinen nicht in der Zusammensetzung des Endproduktes, man nennt sie „Mineralisatoren“. Bei synthetischen Versuchen benutzt man als Mineralisatoren Fluoride, Chloride, Borate, Wolframate, Phosphate u. a. mehr. Ihre Wirkung ist teils eine chemische, teils eine rein physikalische. Chemisch können die Mineralisatoren in die Zwischenprodukte der Reaktionen eintreten oder eine Art katalytische Wirkung ausüben, indem sie den Verlauf einer Reaktion beschleunigen. Wichtiger ist die physikalische Seite ihrer Wirkung. Sie besteht einmal in einer Herabsetzung der Zähflüssigkeit der Schmelze

(Schmelzmittel); der Flussspat verdankt dieser Eigenschaft seinen Namen. Durch dieselben wird das Kristallisationsvermögen gesteigert. Dann aber bewirken die Mineralisatoren eine Herabsetzung des Schmelzpunktes, wodurch die Kristallisation niedere Temperaturgebiete erreicht. An anderer Stelle ist gezeigt worden, dass die Existenzfähigkeit gewisser Mineralien auf bestimmte Temperaturdruckgebiete beschränkt ist. Mineralien, die bei niederen Temperaturen sich bilden und bestandesfähig sind, werden durch die den Schmelzpunkt herabdrückende Eigenschaft dieser Körper unter Umständen auch aus dem Schmelzfluss sich ausscheiden. Nach diesen Gesichtspunkten können wir mit Harker (32) die gesteinsbildenden Mineralien in folgende zwei Gruppen teilen:

1. Mineralien hoher Temperatur. Olivin, Pyroxen, Granat (Melanit), gewisse Glimmer, Plagioklase (besonders die anorthitreicheren Mischungen), Leuzit, Nephelin, Melilith, Sillimanit, Cordierit, Tridymit, Korund, Eisenglanz, Rutil, Spinell, Magnetit u. a. mehr.

Mineralien
hoher Tempe-
ratur.

Alle diese Mineralien kristallisieren aus ihrer trockenen Schmelze ohne Mitwirkung von Mineralisatoren. Es sind das vorzugsweise die Bestandteile der künstlichen Schlacken und natürlichen basischen und ultrabasischen Gesteine.

2. Mineralien tiefer Temperatur. Quarz, Alkalifeldspat, Albit, Orthoklas, Sodalith, Hornblende, gewisse Glimmer, Beryll, Zirkon, Perowskit, Titanit, Apatit? u. a. mehr. Für den Quarz sind die Bildungsbedingungen genauer bekannt. Die Temperatur des Kristallisationsprozesses muss unter Atmosphärendruck bis auf ca. 800° herabgedrückt werden, damit Quarz sich bilden kann. Bei höheren Drucken verschiebt sich die Grenze der Quarzausscheidung nach oben, denn bei höherer Temperatur kristallisiert SiO_2 in der Form des Tridymit oder Christobalit; Quarz kann sich also nur bilden bei Gegenwart von Mineralisatoren, die die Schmelztemperatur bis in das Zustandsfeld des Quarzes herabsetzen. Die hierher gehörigen Minerale besitzen nicht selten in ihrem Molekül Bestandteile der wirksam gewesenen Mineralisatoren wie Cl, F, (OH).

Mineralien
tiefer Tempe-
ratur.

Die Mineralien dieser Gruppe besitzen allgemein eine recht komplexe chemische Zusammensetzung. Die verschiedensten Bestandteile in den wechselndsten Mengenverhältnissen treten zu einem komplizierten Molekül zusammen, z. B. Hornblende oder Glimmer. Sie haben ferner keinen eigentlichen Schmelzpunkt, denn noch ehe Schmelzflüssigkeit erreicht ist, bricht das chemische Molekül auf, und die Verbindung zerfällt. Das Gleiche gilt für das einfach zusammengesetzte Mineral Quarz, das bei 800° zu α -Christobalit sich umwandelt, lange bevor Schmelzung eintritt, die erst bei ca. 1600° stattfindet.

Die Mineralien tiefer Temperatur kristallisieren besonders aus

nassen Schmelzen unter der Mitwirkung des Wasserdampfes und der Mineralisatoren. In der Natur sind sie in erster Linie die Bestandteile der sauren Eruptivgesteine, wie z. B. des Granits. Die Gase und flüchtigen Bestandteile, die durch den Kristallisationsprozess zum grössten Teil wenigstens ausgeschieden werden und dem Gestein unwiederbringlich verloren gehen, haben als Mineralisatoren in diesem Sinne gewirkt. Diese Stoffe sind aber genau so gut integrierende Bestandteile eines Magmas wie die Mineralien. Zwischen basischen Eruptivgesteinen und sauren besteht in dieser Hinsicht nur der Unterschied, dass das auskristallisierte basische Eruptivgestein, wie z. B. der Basalt, seinem Magma, was die chemische Zusammensetzung betrifft, sehr viel mehr ähnlich ist als das saure Eruptivgestein, wie der Granit. Hier hat das dazugehörige Magma Bestandteile in viel höherem Masse abgegeben und seine Zusammensetzung geändert.

7. Die Gase und flüchtigen Bestandteile des Magmas.

Will man die Gase des Magmas bestimmen, so kann man entweder die gasförmigen Exhalationen tätiger Vulkane direkt auffangen und analysieren oder man untersucht die Gasreste, die von dem fertigen oder halbfertigen Kristallisationsprodukt, dem Gestein, zurückgehalten werden. Die erste Methode begegnet Schwierigkeiten. Es wird in den seltensten Fällen überhaupt möglich sein, die bei einem Ausbruch unmittelbar ausgestossenen Gase aufzufangen, da durch die ganzen Begleiterscheinungen desselben eine ausreichende Annäherung an die Ausbruchsstelle verhindert wird. Andere gasförmige Aushauchungen, wie die der Fumarolen, sind zwar zugänglich, allein ihre Produkte liefern durch das Dazwischentreten der Atmosphäre mit ihrem Wasserdampf kein reines Bild.

Besser zum Ziel führt der zweite Weg. Das gepulverte Gestein wird im luftleeren Raum erhitzt, und die entweichenden Gase lassen sich zum Zweck der Analyse auffangen. Bei einer derartigen Versuchsanordnung ist das Zwischenspiel der Atmosphäre mit ihren gasförmigen Bestandteilen jedenfalls sicher auszuschalten. Diesen Weg haben auch die neueren Forscher auf diesem Gebiete, wie Gautier (34), Chamberlin (33) und Brun (11) eingeschlagen.

Die Genannten haben eine grosse Anzahl Gasanalysen aus kristallisierten Gesteinen der verschiedensten Zusammensetzung, verschiedenen geologischen Alters und Vorkommens angestellt; auch Meteorsteine und -eisen wurden in den Kreis der Untersuchung bezogen. Die Proben wurden im Vakuum bis zur Rotglut, also bis zu Temperaturen von ca. 850° erhitzt. Die nachfolgenden Tabellen geben die Analysenergebnisse an. Die Zahlen sind von Chamberlin auf die Volumeneinheit des Gesteins umgerechnet und geben den Gasgehalt in cem bei 0° und einem Druck von 760 mm an.

Die Gase
in Eruptiv-
gesteinen, kri-
stallinen Schie-
fern und Me-
teoriten nach
den Analysen
von Chamber-
lin.

I. Gasanalysen von Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern nach R. T. Chamberlin.

Das Volumen eines jeden Gases bei 0° und 760 mm Druck aus der Volumeneinheit des Gesteins.

Gestein	H ₂ S	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Summe	Autor
Granit, Vire, Mittel	0,05	0,86	0,35	0,12	5,29	0,04	6,71	Gautier
Granitporphyr, L'Esterel	—	4,50	0,32	0,19	2,36	0,16	7,53	"
Granit, mittelkörnig, weiss	—	0,28	0,07	0,07	0,92	0,10	1,44	Chamberlin
Granit, grobkörnig, rötlich	—	0,42	0,09	0,10	2,94	0,11	3,66	"
Laurent. Gneis, Ontario	—	0,31	0,08	0,06	1,50	0,13	2,08	"
Granit, Rockes Peak	—	0,37	0,05	0,02	0,04	0,12	0,60	"
Granitporphyr, Menominee	—	3,51	0,72	0,06	2,34	0,22	6,85	"
Gneis, feinkörnig, Menominee	Sp.	1,89	0,23	0,02	0,43	0,23	2,80	"
Gneis, feinkörnig, gebändert, ebendaher	—	6,63	1,13	0,06	1,37	0,08	9,27	"
Laurent. Granit, Marquette	—	1,89	0,13	0,03	0,74	0,15	2,94	"
Granit, Pink, Nord-Carolina	Sp.	0,16	0,05	0,02	0,38	0,04	0,65	"
Granit, grau, Quincy, Mass.	Sp.	0,39	0,09	0,06	1,04	0,02	1,60	"
Granit, grau, Russland	Sp.	1,79	0,18	—	0,99	—	2,96	"
Laurent. Gneis, Marquette	Sp.	0,85	0,15	0,07	1,79	0,12	2,98	"
Granit, blau, Oglerby, Georgia	Sp.	1,13	0,11	0,03	1,06	0,05	2,38	"
Granit, Stone Mts. Georgia	Sp.	0,08	0,03	0,01	0,60	0,04	0,76	"
Granit, Ortonville, Minn.	Sp.	1,20	0,05	0,01	0,05	0,05	1,36	"
Granitporphyr- gerölle, New York	0,04	Car- bonate	0,27	0,02	0,85	0,04	1,22	"
Orthogneis, Ontario	Sp.	0,28	0,13	0,03	0,95	0,08	1,44	"
Nephelinsyenit, Ontario	—	0,29	0,05	0,04	0,25	0,05	0,68	"
Shonkinit, Highwood Mts.	Sp.	0,11	0,06	0,05	0,95	0,05	1,22	"

Gestein	H ₂ S	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Summe	Autor
Quarzsyenitporphyr, Colorado	Sp.	Car- bonate	0,11	0,08	0,22	0,03	0,44	Chamberlin
Hornblendesyenit, Maine	—	0,15	0,07	0,03	2,22	0,03	2,50	"
Gabbro, Skye	Sp.	0,00	0,00	—	1,40	—	1,40	Travers
Gabbrodiorit, Mt. Sneffels, Col.	—	0,40	0,10	0,04	1,13	0,14	1,81	Chamberlin
Gabbro, Gipfel des Mt. Sneffels, Col.	—	Car- bonate	0,12	0,02	0,97	0,12	1,23	"
Orthoklasgabbro, Duluth	—	0,44	0,12	0,07	2,68	0,33	3,64	"
Gabbro, schiefrig, Menominee	0,02	20,07	0,58	0,20	8,54	0,32	29,73	"
Olivingabbro, Duluth	Sp.	0,16	0,07	0,04	0,52	0,05	0,84	"
Theralith, Crazy Mts.	Sp.	1,08	0,17	0,04	0,93	0,03	2,25	"
Diorit (intrusiv), Highwood Mts.	—	0,28	0,07	0,04	0,45	0,03	0,87	"
Diorit, Colorado	0,03	0,22	0,06	0,05	1,10	0,06	1,52	"
Grobkörn. Diorit								
Gerölle, Maine	0,06	0,27	0,07	0,04	1,29	0,05	1,78	"
Diorit, Penobscot Bay	0,07	0,21	0,04	0,20	3,95	0,14	4,61	"

II. Gasanalysen von Ergussgesteinen und Meteoriten nach R. T. Chamberlin.

Das Volumen eines jeden Gases bei 0° und 760 mm Druck aus der Volumeneinheit
des Gesteins.

Gestein	H ₂ S	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Summe	Autor
Basalt, Antrim	—	2,57	1,61	0,80	2,89	0,13	8,00	Tilden
Ophit, Villefranche, Mittel	0,24	2,39	0,33	0,08	4,52	0,02	7,58	Gautier
Lherzolit, Lherz	1,86	12,29	0,81	Sp.	1,15	Sp.	15,61	"
Keweenawan Diabas, Wisconsin	—	0,59	0,05	0,19	3,83	0,25	4,91	Chamberlin
Keewatin Grünstein, Mesabi	0,19	20,08	1,16	0,09	10,10	0,57	32,19	"
Keweenawan Diabas, Minnesota	0,01	0,25	0,06	0,06	3,15	0,06	3,59	"
Keweenawan Diabas, Michigan	Sp.	1,31	0,09	0,09	2,34	0,05	3,88	"
Eisenbasalt, Grönland	Sp.	3,74	1,74	0,17	2,24	0,16	8,05	"
Nephelin-Melilith- Basalt, Texas	0,05	1,07	0,20	0,06	1,16	0,10	2,64	"
Diabas, Nahant, Mass.	0,19	4,91	0,21	0,12	3,13	0,15	8,71	"
Vogesit, La Plata, Colorado	—	Car- bonate	0,14	0,03	1,08	0,05	1,30	"
Basalt von 1868, Kilauea, Hawai	0,01	0,60	0,18	0,02	0,02	0,02	0,85	"

Gestein	H ₂ S	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Summe	Autor
Lava 1906, Vesuv	0,14	0,39	0,05	0,02	0,01	0,01	0,62	Chamberlin
Lava 1906, Vesuv	0,03	0,31	0,05	0,01	0,01	0,01	0,42	
Andesit, Ouray Co., Colorado	—	Carbo- nate	0,09	0,02	0,08	0,08	0,27	"
Andesit, Red Mts., Arizona	Sp.	5,12	0,57	0,30	0,12	0,26	6,37	"
Andesit, Rosita Hills, Colorado	Sp.	Carbo- nate	0,27	0,05	0,30	0,13	0,75	"
Andesit, Lipari	Sp.	0,56	0,04	0,01	0,17	0,02	0 80	"
Andesit, Granit Mts., Utah.	Sp.	2,66	0,16	0,03	0,53	0,05	3,43	"
Andesit, Orizaba Gipfel	—	0,22	0,05	0,00	0,01	0,03	0,31	"
Phonolitrachyt, Pikes Peak	Sp.	0,76	0,05	0,03	0,19	0,06	1,08	"
Rhyolit, Marble Mts., Arizona	—	0,22	0,08	0,04	0,03	0,13	0,50	"
Rhyolit vitrophyr., Telluride, Colorado	—	2,33	0,05	0,03	0,07	0,03	2,51	"
Pechstein, Rosita Hills	—	0,07		0,13			0,20	"
Nevadit, Chalk Mts., Colorado	—	0,15	0,06	0,01	0,02	0,03	0,27	"

Steinmeteorite.

Guernsey, Ohio	—	1,80	0,13	0,06	0,95	0,05	2,99	Wright
Pultusk	—	1,06	0,06	0,06	0,52	0,04	1,75	"
Parnallee	—	2,13	0,04	0,05	0,36	0,04	2,63	"
Weston Conn.	—	2,83	0,08	0,04	0,46	0,08	3,49	"
Jowa Co., Jowa	—	0,88	0,05	—	1,45	0,12	2,50	"
Kold Bokkeveld	—	23,49	0,61	0,82	0,10	0,21	25,23	"
Dhurmsala, Indien	—	1,59	0,03	0,10	0,72	0,03	2,51	Dewar
Pultusk	—	2,34	0,19	0,27	0,64	0,09	3,53	"
Mocs	—	1,25	0,07	0,09	0,45	0,07	1,94	"
Orgueil	SO ₂ = 48,03	7,40	1,14	0,87	—	0,33	57,87	"
Allegan, Mich.	Sp.	0,21	0,19	0,01	0,08	Sp.	0,49	Chamberlin
Estacado, Texas	Sp.	0,24	0,25	0,03	0,31	0,01	0,84	"

Meteoreisen.

Lenarto	—	0,13	0,00	—	2,44	0,28	2,85	Graham
Augusta Co.	—	0,31	1,21	—	1,14	0,51	3,17	Mallet
Tazewell Co.	—	0,46	1,31	—	1,35	0,05	3,17	Wright
Shingle Springs	—	0,13	0,12	—	0,67	0,05	0,97	"
Cross Timbers	—	0,11	0,19	—	0,99	—	1,29	"
Dikson Co.	—	0,29	0,34	—	1,57	—	2,20	"
Arva	—	5,92	31,91	—	8,57	0,73	47,13	"
Cranbourne	—	0,04	1,13	0,16	1,63	0,63	3,59	Flight
Rowton	—	0,33	0,47	—	4,96	0,62	6,38	"
Toluca	Sp.	0,12	1,32	0,04	0,27	0,10	1,85	Chamberlin

Tab. III. Prozentuale Zusammensetzung der magmatischen Gase nach A. Brun.
Zusammensetzung des Gasgehalts von 1 kg Gestein beim Schmelzpunkt oder Explosionspunkt in cem bei 0° und 760 mm Druck, die sublimierbaren flüchtigen Bestandteile sind in mgr angegeben.

Gestein	Cl ₂	HCl	SO ₂	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂ etc.	Summe	Gasgehalt	Salmiak	Choride	Vulkanische Temp.	Bemerkungen
Liparitpechstein, Plomb du Cantal	12,5	50,2	Sp.	32,8	8,60	4,5	4,5	100,0	100,0	1020	38		1010°	P ₂ O ₅ durch Kohlenwasserstoffe braun gefärbt.
Le Pessy Trachyperlit	10,09	76,17	—	14,03	4,8	1,20	6,73	3,80	100,0	1129	47		956°	Kohlenwasserst. schwache Braunfärbung. Desgl.
Obsidian, Viterbo	8,95	65,38	44,0	9,01	4,3	1,6	1,6	99,95	99,90	786	66	100		nicht bestimmt
Obsidian, Cabo de Gata	7,11	72,24	—	9,17	5,50	Sp.	5,96	99,98	99,98	484	50			P ₂ O ₅ orange gefärbt
Obsidian, Tokay	4,2	52,9	—	13,6	7,8		15,7	5,8	100,0	467	8,4			Schwache Färb.
Obsidian, Chemnitz	7,25	34,02	—	29,87	13,28		15,56	99,98	99,98	321	16,7	nicht best.		Sehr schwache Färbung
Obsidian, Tarozal, Ung.	5,2	35,9	—	30,0	17,9		4,8	6,2	100,0	278	8,5			" Orange Färbung
Obsidian, Borzsa, Ung.	18,1	19,8	3,8	38,5			19,7	99,9	99,9	607	11			
Obsidian, Olasz-Liszka, Ungarn	Sp.	45,9		22,3	18,0		13,8	Sp.	100,0	510	8,1	nicht best.		
Obsid., Toksva, Ungarn	4,6	44,1	Sp.	21,2	10,2		10,02	9,9	100,02	423	25	"		
Pechstein, Neudörfel	6,6	3,8		28,5	8,5		10,4	42,2	100,0	350	130			
Pechstein, Götterfelsen, Meissen	13,3	13,3		37,5	14,6		6,6	11,4	99,8	423	33	nicht best.		
Moldavit, Moldanthein	—	Sp.?		15,6	64,06		20,34	100,0	100,0	160		Sp.		
Vitrophyr, See Dellen, Helsingland, Schweden	—	11,27	Sp.	42,60	18,63	Bitumen	23,07	4,43	100,0	376	37	nicht best.		Starke Färbung d. P ₂ O ₅
Pechstein, Arran	—	5,8		46,7	18,2	29,3			457		45,7			"
Aetna Doleritlava vom Jahre 1879	Sp.	Sp.	2,65	81,08	9,6	1,21	3,01	2,40	99,95	553	30,0	1000,0	1063°	
Obsidian, Lipari	Sp.	90,0				10,0			100,0	nicht best.	reichlich vorhanden	Chloride mit FeCl ₃	830°—902°	Anal. A. Jaquero
Stromboli, 1901	Sp.	89,22		7,72	11,47		3,06		100,0	754	13,5	> 243	1176°	
Vesuv, 20. Sept. 1904	4,2	Sp.	3,35	66,3		26,15	0,5	6,93	100,0	265	17,0	3500	1058°	

Gestein	Cl ₂	HCl	SO ₂	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂ etc.	Summe	Gas-gehalt	Salmiak	Chloride	Vul-kanische Temp.	Be-merkungen
Bosco tre Case, 1906	—	6,55	12,0	73,79	Sp.		7,6	Sp.	99,94	374	20,4	5143		Dunkl. Färbung des P ₂ O ₅
Santorin, 1866	13,86	54,00	24,7	—	4,60		2,8	—	99,96	470	26,0	290	1098°	Vielsilf, geringe Orange Färbung
Santorin, Andesitlava, 1866	30,2	35,3	27,0	—	4,70		2,8	—	350					
Obsidian, Demenagaki, Milo	—	61,3	20,0	—	7,0		11,6	—	99,9	220	24,8	nicht best.		Or. Färb. v. P ₂ O ₅
" Bernardino, Milo	Sp.	56,5	—	12,2	12,2		16,7	2,3	99,9	331,5	6,5	"		"
Obsidian, Island	5,38	64,09	14,35	—	—	16,15	—	—	99,97	371	8,3	"		Starke Färbung
" Hekla	Sp.	40,32	15,43	—	—	44,25	—	—	100,0	216	4	50		"
" Dichte, 235, Island	10,71	53,57	12,50	—	10,72		12,5	—	100,0	340	7			"
" Hrafnin-nubrygrur	—	41,8	29,7	—	12,9		9,6	6,0	100,0	258	12,4			"
Obsidian Montaña blanca, Pico de Teyde, Tenerife	13,45	6,06	Sp.	65,83	—	14,66	—	—	100,0	165				"
" "	—	41,5	—	36,5	11,0	wenig	4,9	5,5	99,4	230				"
" "	3,65	14,0	1,06	61,40	13,83	wenig	6,04	—	100,2	164	25	450		Braunfärbung
Lapilli	22,66	—	14,66	49,33	10,66		—	2,66	99,97	270	8,5	400	1000°	
Lapilli, 20. XII. 09	24,02	—	11,60	50,65	11,66		—	2,0	99,87	220	35	90	"	
Lava (Basalt)	—	Sp.	5,04	80,0	7,47	1,86	5,58	—	99,95	356	18	466	"	
Basalt, 1730—1736, Timan-faya, Montaña del Fuego, Lançarote	30,40	2,8	9,1	40,6	5,1		1,3	10,7	100,0	350	27	200	1068°	Braunf. d. P ₂ O ₅
Insel Ascension	—	46,06	—	—	—		—	—	419	12,3				Orangef. d. P ₂ O ₅
Pichincha	—	2,0	H ₂ S=1,0	28,1	18,2	1,5	34,2	15,0	100,0	4450	200	333		Sehr viel Kohlen-wasserstoffe
Obsidian, Cerro de Potosi, Peru	13,33	24,72	0,18	18,16	14,16		13,33	16,10	99,98	450	nicht best.	50	990°	Wenig Kohlen-wasserstoffe
Obsidian, Mexiko	26,28	20,90	Sp.	45,60	—		7,2	—	99,98	273	9,8	nicht best.		Stark orange Färbung d. P ₂ O ₅
" Zimapan, "	20,1	40,22	Sp.	25,4	10,5		3,8	—	100,02	590	11	755		
" San Andres "	—	61,11	0,55	14,30	10,55		12,36	1,13	100,0	167	5,4			

Gestein	Cl ₂	HCl	SO ₂	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂ etc.	Summe	Gas- gehalt	Salmiak	Chloride	Vul- kanische Temp.	Be- merkungen
Obsidian, Mexiko	—	26,66	2,22	54,07	10,37	—	5,30	1,08	100,00	450	8	233		Sehr viel Kohlenwass. St. Färb. d. P ₂ O ₅
Obsid., Millard Co, Utah	—	67,51	16,58	7,92	7,92	0,33	6,86	0,80	100,00	448	33,3	nicht best.		"
Obsid., Yellowst.-Park }	—	58,86	—	23,50	9,6	1,3	5,46	1,3	100,02	467	17	"		"
Obsidiancliff }	7,22	60,46	—	15,87	9,60	—	6,03	0,82	100,00	398	10	"		"
Basaltische Lava,	—	9,88	1,09	48,0	15,40	1,0	16,4	8,2	99,97	303	nicht best.	"		Ausserdem SiF ₄
Sawai, Samoa 1906	11,76	5,88	12,60	49,58	7,64	0,5	8,0	4,0	99,96	397	12	"		S. viel Kohlenw.
Basaltgl., Kilauea, Hawai	—	Sp.	1,7	50,8	17,3	—	28,5	1,2	99,50	295	12	50		"
Lava 1886 "	5,58	1,71	4,72	69,09	11,60	0,85	6,10	0,3	99,95		50	119		"
Haleakala, Maui,	—	Sp.	H ₂ SiO ₃	55,6	10,5	3,0	3,7	15,5	100,1	806	23	nicht best.		Aus 100gr Gestein.
Asama, Japan	17,10	28,28	Sp.	39,50	10,50	1,31	2,70	0,61	100,00	507	15	"		St. Färb. v. P ₂ O ₅
Obsid., Vada Toge, Jap.	—	61,61	—	10,3	11,9	1,1	11,3	3,5	99,71	507	20,5	143,5		Schwache Färb.
Smeroe, Java, Block 1908	18,2	9,2	—	47,2	18,0	—	3,35	3,35	99,30	139	nicht best.	1103 ⁰		Orange Färbung
Obsidian, Pasir Kiamis, Java	18,34	50,10	0,89	15,46	10,90	15,20	4,8	—	99,99	370	38	171		"
Obsidian, Tji Manoeck	14,47	50,75	8,31	9,83	5,88	15,21	3,16	0,143	100,00	417	50,	nicht best.		Orange Färbung
" Java	11,31	60,55	0,40	15,28	4,37	—	4,8	3,40	99,98	331	6,4	"		"
"	14,26	58,84	0,20	14,00	4,78	—	—	8,73	99,87	361	4	155		"
Andesitischer	59,64	11,63	7,99	6,73	4,78	O ₂ =0,5	—	10,36	100,0	498	49	880 ⁰		Nicht getrocknet
Obsidian,	49,94	15,54	11,61	6,78	5,68	S ₂ Cl ₂ -Sp	—	6,61	100,0	543	54			Bei 170 ⁰ getrockn.
" Krakatau	82,04	—	2,46	8,89	—	O ₂ -Sp	—	7,0	100,0	380	—			Bei 500 ⁰ "
" Sundastrasse	63,02	—	29,8	—	—	O ₂ -Sp	—	4,0	99,98	435	10			450 Stunden bei 650 ⁰ geglüht
" Erupt. 1883	51,74	21,12	Sp.	16,01	7,11	O ₂ -Sp	—	16,60	99,92	602	nicht vorh.			Bei 650 ⁰ erhitzt
"	42,0	—	12,28	20,03	9,01	O ₂ -Sp	—	Sp.	99,96	228	5	60,		Kohlenwasserst. deutlich
Billitonit, Dedang.	—	—	0,2	46,0	47,1	—	6,66	2,2	100,0	273	3,3	sehr viel		"
Obsidian, Abessynien	—	23,17	s. wenig	51,70	14,14	—	8,79	2,2	99,96	310	8	100		Kohlenw. in Sp.
Obsid., Alah-Ghoz, Arm.	32,25	2,15	0,75	56,23	5,70	—	1,82	1,06	99,96	180	14	58		" reichl., Sp.
" L'Agh Dagh, "	—	39,68	0,90	21,25	23,80	—	12,70	1,60	99,93	434	17	180		Kohlenwasserst. sehr reichlich
Kenyit, Mt. Erebus	—	3,6	16,2	68,6	6,4	—	4,6	Sp.	—	—	18	216		Schwefel
Cap. Rogdi Rossinsel	za. 10 ⁰ / ₀	—	16,1	za. 50 ⁰ / ₀	za. 5 ⁰ / ₀	—	—	ziemlich reichl.	—	—	—	—		"

Die Gasanalysen der Tab. I u. II zeigen, dass die Gase, die bei Rotglut im Vakuum auszuziehen sind, aus SO_2 und H_2S , CO_2 , CO , H_2 und N_2 mit einem gewissen, gewöhnlich nicht bestimmten, Gehalt an Argon und Helium bestehen. Schwefeldioxyd, Schwefelwasserstoff, Kohlendioxyd, Kohlenoxyd, Sumpfgas oder Methan, freier Wasserstoff und Stickstoff aber sind dieselben Gase, die sich auch in den vulkanischen Exhalationen finden. In der obigen Tabelle I—II sind die Analysen nach Gesteinsklassen geordnet. Eine noch bessere Uebersicht gewähren die aus dem zahlreichen Analysenmaterial herausgezogenen Mittelwerte, die in folgender Tabelle zusammengestellt sind.

Mittel aus den Chamberlinschen Analysen.

Gasgehalt in ccm bei 0° und 760 mm Druck aus der Volumeneinheit des Gesteins.

	H_2S	CO_2	CO	CH_4	H_2	N_2	Summa
Granit und Gneis	—	1,47	0,22	0,05	1,36	0,09	3,19
Syenite	—	0,18	0,07	0,05	0,91	0,04	1,25
Gabbro und Diorite	0,02	2,31	0,13	0,07	2,09	0,11	4,73
Basische Schiefer	—	4,06	0,19	0,05	3,44	0,13	7,87
Verschiedene Porphyre	—	0,32	0,06	0,04	0,33	0,04	0,79
Rhyolite	—	0,69	0,05	0,02	0,06	0,05	0,87
Andesite	—	1,86	0,18	0,06	0,20	0,09	2,39
Diabase und Basalte	0,19	3,96	0,44	0,12	2,54	0,11	7,36
Steinmeteorite	—	3,77	0,24	0,20	0,50	0,09	4,80
Meteor Eisen	—	0,21	0,67	0,02	1,67	0,24	2,83
Archaische Gesteine	0,03	7,44	0,35	0,07	3,79	0,21	11,89
Präkambrische Gesteine	0,02	2,76	0,23	0,06	2,12	0,12	5,31
Proterozoische Gesteine mit Einschluss der präkambrischen	—	1,85	0,31	0,07	2,08	0,16	4,47
Tertiäre Gesteine	—	1,20	0,13	0,05	0,53	0,07	1,98
Rezente Laven	0,03	0,41	0,07	0,01	0,06	0,02	0,60

Der Vergleich lehrt folgendes:

Wenn auch der quantitative Gehalt an Gasen in den einzelnen Gesteinen recht weiten Schwankungen unterworfen ist, so sind in kristallinen Schiefer, Tiefengesteinen und Ergussgesteinen qualitativ Gase von gleicher Zusammensetzung enthalten. Ebendieselben Gase finden sich auch in Meteorsteinen und Meteor Eisen wieder. Aus dieser Übereinstimmung muss geschlossen werden, dass jenen Gasen über den irdischen Vulkanismus hinaus eine kosmische Bedeutung zukommt.

Der Gasgehalt basischer Eruptivgesteine, die sich durch einen grösseren Betrag an Ferro-Magnesiumsilikaten auszeichnen, ist höher als der saurer Gesteine. Diabase, Basalte, basische kristalline Schiefer stehen an der Spitze mit über 7 ccm auf die Volumeneinheit des Gesteins.

Der Gasgehalt der Steinmeteorite ist beinahe doppelt so gross als der des Meteoreisens.

Besonders bemerkenswerte Resultate liefert eine Ordnung der Gesteine nach ihrem geologischen Alter. Der Gasgehalt der rezenten Laven ist klein, 0,6 ccm auf den ccm Gestein, die tertiären Laven liefern bereits das 1,98fache ihres Volumens an Gas, die während des Paläozoikums und Präkambriums emporgedrungenen Eruptivgesteine im Mittel den 4,47fachen Betrag, die Eruptivgesteine des Präkambriums für sich den 5,31, die archaischen Gesteine sogar den 11,89 fachen Wert.

Hieraus ergibt sich die wichtige Gesetzmässigkeit, dass der Gasgehalt der Gesteine mit zunehmendem geologischen Alter steigt.

Es treten demnach im Laufe der Zeit zu den primären Gasen von aussen neue Gasmengen hinzu, nachdem der Gestaltungsprozess des Gesteins bereits lange zum Abschluss gekommen ist. Die Verwitterung allein kann die Ursache nicht sein. Sie würde nur CO_2 und H_2O beeinflussen, nicht aber den Wasserstoffgehalt. Der Ursprung der Gase ist wohl unter anderem in den Gasemanationen beim Zerfall radioaktiver Elemente zu suchen.

Die einzelnen Gase entweichen bei verschiedenen Temperaturen und in verschiedener Weise. Die Chamberlinschen Versuche erstrecken sich bis zu Temperaturen von 850° (Rotglut). Schwefelwasserstoff und Kohlensäure erscheinen zuerst bei ca. 400° , sie werden auch schneller als die anderen Gase abgeben. Bei höherer Temperatur, etwa 500° , folgt das Kohlenoxyd, dessen Entwicklung sehr allmählich ansteigt. Freier Wasserstoff und Methan werden erst bei höheren Temperaturen in grösseren Quantitäten abgegeben; der absolute Gehalt an Methan ebenso wie der des Schwefelwasserstoffs ist im allgemeinen nur niedrig. Stickstoff wird ausserordentlich schwierig frei und verlangt eine längere Erhitzung bei den höchsten Temperaturen.

Die Gasbestimmungen von Gautier.

Um den Zustand und die Rolle, die die Gase im Gestein spielen, aufzuklären, wählte A. Gautier vier Typen unter den Eruptivgesteinen. Er stellte seine Untersuchungen am Granit von Vire als einem Vertreter eines sauren Tiefengesteins, am Porphyr bleu des Esterellegebirges als Repräsentant saurer hypoabyssischer Intrusivgesteine, die nahe unter der Oberfläche zur Erstarrung gelangt sind, ferner am Ophit von Villefranche, einem basischen Eruptivgestein, und am Lherzolit von Lherz, einem ultrabasischen Gesteinsvertreter, an. Er verfuhr ähnlich wie Chamberlin und ging mit seinen Erhitzungsversuchen im Vakuum gleichfalls nicht über die helle Rotglut hinaus. Zunächst stellte er fest, dass Mineralsäuren, wie die Phosphorsäure, mit Wasser bereits bei 100° die vulkanischen Gase entbinden. Seine Resultate sind auf umstehender Tabelle mitgeteilt, vgl. Analyse I—II. Die sog.

Bergfeuchtigkeit verliert das Gesteinspulver bis zu 250°. Es bleibt noch ein Rest Wasser übrig, der erst oberhalb 250° entweicht. Das Pulver mit reinem Wasser auf 300° erhitzt, gibt bereits einen Teil der Gase frei, Analyse III—IV. Der natürliche Wassergehalt des Gesteins reicht aber schon aus, um die vulkanischen Gase in Freiheit zu setzen. Ausser den oben näher besprochenen vulkanischen Gasen waren in mehr oder weniger kleinen Quantitäten noch andere flüchtige, zum Teil gasförmige Substanzen nachweisbar, wie Azetylen C_2H_2 , Aethylen C_2H_4 , Kohlenoxysulfid COS , Benzin, petroleumartige Kohlenwasserstoffe, Rhodanammonium NH_4CNS , Rhodanwasserstoffsäure $HSCN$, Ammoniak NH_3 , teerige Substanzen u. a. mehr (Analysen V—XII). Zu beachten ist, dass bei der Versuchsanordnung von Gautier (34) der Wasserdampf sich an den Reaktionen, die sich während der Rotglut abspielten und die zur Gasentwicklung führten, beteiligte.

Gasanalysen von Gautier.

Gasgehalt von 1 kg Gestein in ccm bei 0° und 760 mm Druck. Prozentuale Zus.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiF_4	= Sp.	Sp.	—	—	—	—	—
HCl	= Sp.	Sp.	—	—	—	—	—
H_2S	= 0,21	4,06	2,37	3,73	Sp.	1,71	0,69
CO_2	= 46,61	42,34	13,14	19,77	14,80	8,98	14,42
CO	= —	—	—	—	4,93	5,12	5,50
CH_4	= —	—	—	—	2,24	1,09	1,99
Kohlenwass.- stoff in Br. löslich	= 2,11	0,94	—	—	—	—	—
H_2	= 9,07	34,14	83,94	54,48	77,30	82,80	76,80
O_2	= 0,45	0,00	—	—	—	—	—
N_2 usw.	= 41,20	18,80	0,55	22,02	0,83	0,42	0,40
Sa.	= 99,65	99,78	100,00	100,00	100,10	100,12	99,80
Gasgehalt	= 587 ccm	560 ccm	54,8 ccm	26,8 ccm	2709 ccm	4209 ccm	2570 ccm

I—II. Granit von Vire, im Vakuum bei 100° mit 2 Teilen sirupartiger Phosphorsäure und 1 Teil Wasser erhitzt.

III—IV. Granit von Vire, 1 kg mit reinem Wasser bei 300° erhitzt, ergaben $H_2S = 1,3$ u. $1,0$ ccm, $CO_2 = 7,2$ u. $5,3$, $H_2 = 46,0$ u. $14,6$, $N_2 = 0,3$ u. $5,9$ ccm auf Volumenprocente umgerechnet.

V—VII. Granit von Vire, im Vakuum bei Rotglut erhitzt, nach der Trocknung des Pulvers bei 250—300°. Die erhaltenen Gase sind befreit von Azetylen C_2H_2 , Aethylen C_2H_4 , Kohlenstoffoxysulfid COS , Spuren von Benzin, Petroleum, Rhodanammonium NH_4CNS , Ammoniak und teerige Substanzen. 1 kg Granit gibt bei 15—250° 2,29, bei 250—1000° 7,35 g Wasser ab.

	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
SiF ₄	= —	—	—	—	—
HCl	= —	—	—	—	—
H ₂ S	= 0,00	3,44	5,56	0,45	11,85
CO ₂	= 59,25	28,10	30,66	35,71	78,35
CO	= 4,20	3,91	4,45	4,85	1,99
CH ₄	= 2,53	1,40	0,66	1,99	0,01
H ₂	= 31,09	63,28	58,90	56,29	7,34
N ₂ usw.	= 2,10	0,05	0,13	0,68	Sp.
Sa.	= 99,17	100,18	100,36	99,97	99,54
Gasgehalt	= 2846 ccm	2320 ccm		2517 ccm	5450 ccm

VIII. Porphyr bleu, Steinbruch von Dramont bei Ayay, Esterelgebirge. Spez. Gew. 2,74, im Vakuum bis zur Rotglut erhitzt, ergab Spuren von CNHS und Körper, die an die Azetonreihe erinnern, dagegen keine Spuren von Benzin, CNH und COS. Der Wassergehalt des Gesteins beträgt auf 1 kg 5,8 g bei 15—250°, 12,4 g bei 250—1000°.

IX—XI. Ophit, Villefranche bei Bayonne. Wassergehalt 15,06 g, in derselben Weise behandelt.

XII. Lherzolit, Lherz. Dichte 3,0. Wassergehalt 16,8 g bis 1000°, ausserdem Sp. von Petroleum.

Gasbestim-
mungen von
Brun.

Ausgehend von der Erwägung, dass die mehr oder weniger vollkristallinen Gesteine kein getreues Bild von der Natur der Gase im Magma liefern können, wandte sich Brun (35) einer anderen Klasse von Gesteinen zu, die sowohl physikalisch wie chemisch die Eigenschaften des Magma in viel vollkommenerer Weise wiedergeben, nämlich den natürlichen Gesteinsgläsern, insbesondere den jungen und rezenten Obsidianen.

Auch er operierte mit einem elektrischen Vakuumofen. Die gepulverten Obsidianproben wurden in einem evakuierten Quarzglasrohr bis zur völligen Schmelzung erhitzt, die sich entwickelnden Gase mittelst einer Quecksilberpumpe abgesaugt und über Quecksilber zum Zweck der Analyse aufgefangen. Die sublimierbaren Bestandteile sammelten sich im vorgelegten Kühler an. Wasserdampf wurde im Gegensatz zu Gautier durch Phosphorsäureanhydrit entfernt, um jede störende Zwischenreaktion durch ihn auszuschalten. Seine Resultate sind auf Tabelle III wiedergegeben, das Ausgangsmaterial ist 1 kg Gestein; der Gasgehalt wird in Volumenprozenten, die Gesamtmenge des ausgezogenen Gases in ccm, auf 0° und 760 mm Druck reduziert, die flüchtigen Bestandteile in mg angegeben. Diese Versuche haben sehr bemerkenswerte Resultate geliefert.

Zunächst wurde festgestellt, dass bei Temperaturen, bei welchen der Obsidian beginnt flüssig zu werden, eine stürmische, gelegentlich hef-

tige explosionsartige Gasentwicklung eintritt, dabei bläht sich die Schmelze ausserordentlich stark auf; das vorher dichte Obsidianglas geht in einen schaumig-porösen Bimsstein über.

Die Explosion kann, zumal wenn grössere Mengen zur Verwendung kommen, so stark sein, dass der Ofen Schaden erleidet.

Es seien V' das scheinbare Volumen des Bimssteins mit Poren,
 d' seine scheinbare Dichte,
 V das wirkliche Volumen des Obsidians,
 d seine wirkliche Dichte,
 p sein Gewicht;

bei T^0 trete die Explosion ein, durch welche V_0 ccm Gas, auf 0^0 und 760 mm Druck reduziert, entwickelt wird. Dann ist:

$V = \frac{p}{d}$ und $V' = \frac{p}{d'}$. Das Volumen der Poren muss gleich $V' - V$ sein, dasselbe ist gleich dem Volumen der bei der Explosionstemperatur T entwichenen Gasmenge, also:

$$V_0(1 + \alpha T) = V' - V = \left(\frac{1}{d'} - \frac{1}{d}\right)p,$$

worin nach dem Gay-Lussacschen Gesetz bekanntlich $\alpha = \frac{1}{271}$ ist.

Für den Obsidian vom Krakatau wurde, um ein Zahlenbeispiel zu geben, ermittelt

$$d = 2,36 \quad d' = 0,500 \quad T = 880^0 \quad p = 1000 \text{ g}$$

daraus folgt

$$V_0 \left(1 + \frac{880^0}{273}\right) = \left(\frac{1}{0,500} - \frac{1}{2,36}\right) 1000$$

und $V_0 \left(1 + \frac{880^0}{273}\right) = 1576,7$ ccm oder auf 0^0 reduziert $V_0 = 373,3$ ccm, vgl. die Analysen S. 76—78.

Durch die Explosion am Schmelzpunkt erscheinen neben den bisher bekannten Gasen zwei weitere, nämlich freies Chlor Cl_2 und Chlorwasserstoff HCl , die von den bisherigen Beobachtern deshalb nicht entdeckt wurden, weil sie mit der Temperatur nicht hoch genug hinaufgingen. Ähnlich wie die Obsidiane verhalten sich frisch gefallene vulkanische Aschen, die sich noch nicht durch längere Berührung mit Luft oder Wasserdampf oxydiert haben, ferner rezente Laven von historisch bekannten Ausbrüchen und solche geologisch jugendlichen Alters, und endlich Schlacken und Bomben, die noch nicht durch Oxydation der Ferroverbindungen die rotbraune Färbung angenommen haben; sie alle explodieren in der Nähe des Schmelzpunktes, entbinden Gase und feste sublimierbare Stoffe und bieten im Tiegel das Bild der Erscheinungen eines vulkanischen Ausbruchs im kleinen dar, mit Schlacken, Dampf-

Vulkanisch
lebendige und
tote Gesteine.

wolken und Miniaturlavaströmen. Brun nennt derartige Gesteine lebendige Gesteine (Roches actives) und erblickt in dieser Fähigkeit, bei bestimmter Temperatur chemisch gebundene Gase in Freiheit zu setzen, eine charakteristische Eigentümlichkeit des Magmas.

Anders verhalten sich die sog. „toten Gesteine“, wie kristalline Schiefer oder vollkristalline Tiefengesteine, wie Granit oder Gabbro. Auch sie entbinden bei bestimmten Temperaturen Gase und liefern zähflüssige Schmelzen, doch ohne jene lebhaften Explosionserscheinungen. Rot oxydierte junge Schlacken sind gleichfalls in diesem Sinne tot, während man an einer lebendigen Lava den Versuch, die Explosion mit ihren charakteristischen Erscheinungen hervorzurufen, mehr als einmal hintereinander wiederholen kann.

Es hat den Anschein, als wenn die Explosionsfähigkeit eine Eigenschaft des frischen, noch nicht umgewandelten und völlig oxydierten Gesteinsglases ist.

Jedenfalls ergibt der Versuch das immerhin wichtige Resultat, dass tote Gesteine durch Umschmelzung nicht eruptionsfähige Magmen liefern können.

Gang der Gas-
entwicklung.

Über den Gang der Gasentwicklung geben einige von Brun ausgeführte Teilanalysen Auskunft.

I.			II.			
vor 500°	über 500°	Summe	vor 500°	500—600°	Explo- sionspunkt T = 956°	Summe
H ₂ O = nicht best.	nicht best.		5,373 g	vor 800° 1,080 g	—	6,453 g
Gas = 190 ccm	270 ccm	460 ccm		180 ccm	690 ccm	870 ccm
NH ₄ Cl =		66,6 mg				17 mg
Chloride =		400,0 „				400 „
Cl ₂ = —	9,99	9,99		—	—	
HCl = —	Sp.	Sp.		Sp.	543,2	543,2
CO ₂ = 159,98	190,00	349,98		73,24	70,0	143,24
CO = 13,33	26,66	39,99		19,98	60,0	79,98
H ₂ S = —	6,67	6,67				
SO ₂ = —	—	—				
H ₂ = 16,69	33,33	50,02		33,3	6,7	40,0
N ₂ = —	3,33	3,33		53,48	9,99	63,47
Summa = 190,00	269,98	459,98		180,00	689,89	869,89

I. Obsidian, Plomb du Cantal. Sehr reich an Wasser, arm an Chlor. Die freie HCl ist zur Bildung von NH₄Cl aufgebraucht.

II. Perlit von Le Pessy.

Diese Analysen zeigen, dass sich Cl₂ und HCl erst bei der Explosionstemperatur entwickeln, während auffallenderweise Wasserdampf sich an der Explosion überhaupt nicht beteiligt; die erste Quantität Wasser geht bereits unter 500 ° fort, ein kleiner Rest entweicht bei höherer Temperatur, doch noch vor 800 °, ehe die Explosionstemperatur erreicht ist. Bei Temperaturen unter dem Explosionspunkt sind die entweichenden Gase dieselben, die bereits in den toten Gesteinen entdeckt wurden.

In nachfolgender Tabelle sind einige Bestimmungen des Explosionspunktes von Brun zusammengestellt, vgl. auch Analysen-Tabelle III.

Explosionspunkt der Obsidiane und Laven nach Brun.

Explosionstemperaturen nach Brun.

Gestein	Explosions-temperatur	Bemerkungen
Vesuvlava Val Inferno, 22. Sept. 1904	1058°	glasreich
Aetnalava	1063°	"
Stromboli, 4. März 1901	1176°	glasarm, viel Gas
Stromboli	1207°	sehr kristallin, wenig Gas
Obsidian, Lipari 75,4 % SiO ₂	880°	sehr reich an Gas
" " " " "	874°	weniger reich an Gas
" " " " "	902°	arm an Gas
Bimsstein, Lipari	1000°	abermalige Gasentbindung Ausdehnung schwach
Santorin, Lava von 1866	1098°	sehr kristallin, liefert wenig Gas
" " " " "	1080°	sehr glasreich, liefert viel Gas
Obsidian, Plomb du Cantal	1010°	liefert das 6fache Volumen an Gas
Perlit, Le Pessy	956°	
Obsidian Pico de Teyde	912°	
Guimar, Tenerife, Basalt	1065°	
Chinyero 18. Noy. 1909, Basalt	1059°	wenig Gas
Wada Toge, Japan, Obsidian	1026°	sehr gasreich
" " " " "	1049°	etwas weniger reich an Gas
Sawai, Samoa. Basaltlava 1906	1062°	
Kilauea	1116°	
Pasir Kiamis, Java, Obsidian	1108°	gasarm
" " " " "	1121°	gasreiche Varietät
Tji Manoeck, Java, Obsidian	963°	
" " " " "	981°	
" " " " "	991°	
Krakatau, 1883	826°	Mittel aus zahlreichen Beobach- tungen 880°
" " " " "	861°	
" " " " "	877°	nur seltene Varietäten ergaben abweichende Werte 918° u. 783°
" " " " "	883°	
" " " " "	886°	
" " " " "	888°	
" " " " "	896°	

Es zeigt sich, dass, je grösser der Gasgehalt ist, der Explosionspunkt um so tiefer liegt. Höher kristallin entwickelte Laven geben ihre Gase bei höheren Temperaturen ab, sie sind allgemein gasarm. Diese Beziehungen lassen wieder erkennen, dass die Gasproduktion zu dem Gasgehalt einer Lava in einem engen Abhängigkeitsverhältnis steht. Die Übereinstimmung ist jedoch nicht eine derartige, dass man einem bestimmten Magma einen konstanten Explosionspunkt zusprechen könnte.

Brun's Theorie.

Die durch Schmelzversuche im Vakuumofen ermittelten Explosionstemperaturen der lebendigen vulkanischen Laven lassen ferner eine sehr bemerkenswerte Übereinstimmung mit den an tätigen Vulkanen zu beobachtenden maximalen Temperaturen erkennen, wie Brun festzustellen glaubt. Er hat seine Erfahrungen an zahlreichen Vulkanen Europas und anderer Weltteile gesammelt, wie am Vesuv, Ätna, Stromboli, den kanarischen Vulkanen, Smeroe, Brama, Merapi, Papandajan, Tjividey, Patohä, Tang Koeban-Prahoe auf Java, Krakatau, Kilauea und andern Vulkanen der Sandwichinseln. In einem tätigen Vulkan herrschen allgemein höhere Temperaturen als in der Nachbarschaft, und es gibt einen Punkt sehr nahe der Oberfläche des Vulkans, der die höchste Temperatur besitzt; dieser Punkt kann in Fumarolen, im Krater oder an den Flanken des Kegels bestimmt werden. Mit anderen Worten, im Vulkan schneiden Geoisothermenflächen höherer Temperatur die Erdoberfläche. Diese Geoisothermenflächen, das sind Flächen gleicher Temperatur in der Erde, behalten keine konstante Lage, sie steigen und fallen im Lauf der Zeit. Hat nun die maximale Temperatur des Vulkans (vgl. die Zusammenstellung auf Seite 39) die Explosionstemperatur seines Magmas erreicht, so muss, das ist das Ergebnis der Brunschen Untersuchung, der betreffende Vulkan in eine Phase der paroxysmalen Tätigkeit treten, kurz, Vulkane werfen Aschen und Gasmassen aus, sobald ihre Temperatur auf den Explosionspunkt gestiegen ist. Trifft diese von Brun aufgedeckte Ge-

Das Brunsche Gesetz:
Die Phase des Paroxysmus eines Vulkans ist wasserfrei.

setzmässigkeit tatsächlich zu, so führt sie zu Konsequenzen weittragender Bedeutung, und die Anschauungen, die sich die Wissenschaft bisher von den vulkanischen Erscheinungen gemacht hat, erfahren eine totale Umwälzung. Wir haben gesehen, dass Wasserdampf unter den gasförmigen Explosionsprodukten vollständig fehlt, also muss er auch den vulkanischen Ausbrüchen fehlen. Die Dampf Wolken, die ein Vulkan bei seinem Ausbruch ausstösst, die nach der herrschenden Anschauung der Hauptsache nach aus Wasserdampf bestehen sollen, sind, das ist die notwendige Schlussfolgerung, wasserfrei, und bestehen aus Asche, Gasen, Salmiakdämpfen und anderen flüchtigen Chloriden, besonders der Alkalien.

Das Brunsche Gesetz, welches aussagt, dass, unabhängig von der geographischen Lage des Vulkans, der Natur und petrographischen

Beschaffenheit seines Magmas, die Phase des Paroxysmus wasserfrei ist, wird eingehend auf seine Richtigkeit zu prüfen sein. Die Beweise, die Brun ins Feld führt, sind teils chemische, teils physikalische. Sie sollen im folgenden zunächst kritisch behandelt werden, denn ohne die Entscheidung dieses für den Vulkanismus fundamentalen Problems ist ein weiterer Fortschritt der Erkenntnis nicht möglich.

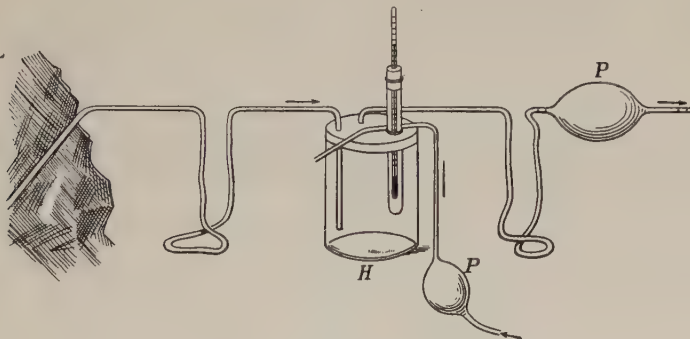
Beweis des
Brunschen
Gesetzes.

1. Die chemischen Beweise. a) Die direkte Bestimmung des Wasserdampfes in den Exhalationen des Kraters während der paroxysmalen Phase.

Chemische
Beweise.

Die Untersuchungen wurden am Rande des Lavasees des Kilauea durch Bestimmung des Kondensationspunktes des Wasserdampfes mittelst Regnaultscher Hygrometer, die entweder frei oder innerhalb eines Glasgefäßes montiert waren, gemacht; in letztere wurden dann die vulkanischen Exhalationen durch eine Kanalisation hineingeleitet (Fig. 12). Gleich-

Fig. 12.

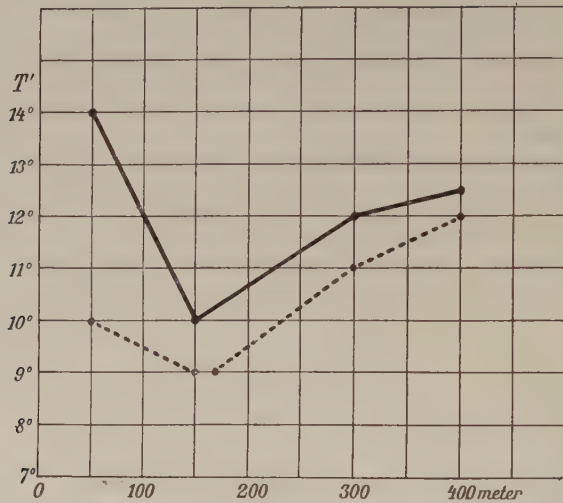


Apparate zur direkten Bestimmung des Wassergehalts in vulkanischen Exhalationen.

zeitig wurde der Taupunkt der atmosphärischen Luft, die nicht von den Exhalationen berührt wurde, nach derselben Methode ermittelt. Die Bestimmungen wurden an aufgefangenen Proben später im Laboratorium durch direkte Ermittlung des Wassergehalts mit Phosphorsäureanhydrid kontrolliert. Es ergab sich, dass der Sättigungspunkt des Wasserdampfes der reinen Luft (ausgezogene Kurve) während der Beobachtung einige Grade höher lag als der der Exhalation. Die Unterschiede wurden in demselben Sinne um so grösser, je näher die Probe dem Ursprungspunkt entnommen wurde (Fig. 13 u. 14). Die Exhalation ist demnach ärmer an Wasserdampf als die umgebende normale Atmosphäre und wirkt auf dieselbe wasserentziehend. In einer feuchten Fumarole dagegen zeigte sich das umgekehrte Bild (Fig. 15). Hier liegt der Kondensationspunkt des Wasserdampfes unmittelbar an der Mündung derselben über 7° höher.

Die Bestimmungsmethode ist einwandfrei. Sie ergibt, dass im beobachteten Fall kein oder nur sehr wenig Wasser durch die Exhalation gefördert wird, weniger jedenfalls als bereits in der Atmosphäre vor-

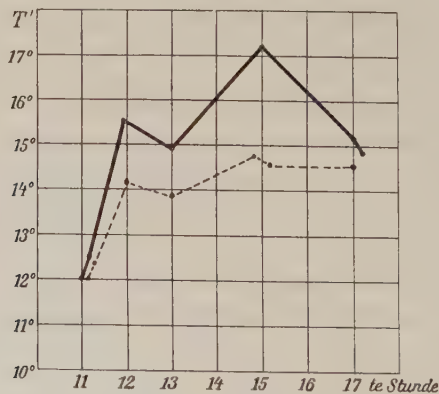
Fig. 13.



Wassergehalt nach Brun in den Exhalationen des Kilauea (gebrochene Kurve) und in der Umgebung (ausgezogene Kurve).

handen ist; es ist danach vollständig ausgeschlossen, dass irgend erhebliche Wasserdampfmengen der Exhalation des Kilauea beigemischt sind.

Fig. 14.



Wassergehalt nach Brun in den Exhalationen des Kilauea während einer sechsständigen Beobachtung.

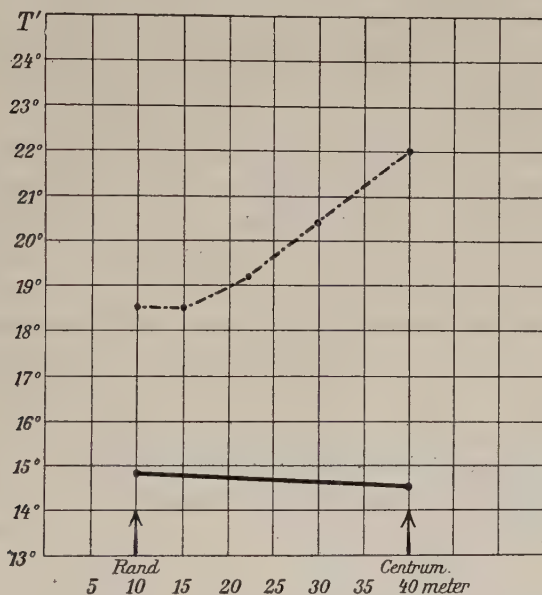
b) Die Zusammensetzung der vulkanischen Dämpfe.

In der Kanalleitung, die am Kilauea und anderen Stellen zum Auffangen der Exhalation angelegt war, schlugen sich die sublimier-

baren Körper nieder und konnten analysiert werden, sie bestanden aus den Verbindungen KCl , NaCl , NH_4Cl , SiO_2 , NH_4F , FeCl_2 , SiF_4 , S mit Chloriden und Fluoriden anderer Basen. Die Gase sind Cl_2 , HCl , SO_2 , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2 vermisch mit Luft. Die Kanalleitung zeigt keine Spur von Feuchtigkeit.

c) Die frisch gefallene Asche ist weiss und nicht oxydiert. Bei der Explosionstemperatur, die etwa in der Nähe von 1000° liegt, ist die oxydierende Wirkung des Wasserdampfes auf Eisenoxydulverbindungen so erheblich, dass eine Oxydation zu Ferriverbindungen hätte eintreten

Fig. 15.



Wassergehalt einer feuchten Fumarole nach Brun.

müssen und die rote bis braune Färbung wäre zu erwarten, die sich von selbst einstellt, wenn die Asche einige Zeit der Wirkung des Luftsauerstoffs ausgesetzt war. Ein Kontrollversuch bestätigt diesen Schluss. Weisse Asche im Dampfstrom auf 400 — 500° erhitzt, färbt sich sofort rot, indem das vorhandene FeCl_2 Hämatit, Fe_2O_3 , bildet. Die frische Asche ist überdies hygroskopisch, zwei Argumente, welche die Abwesenheit des Wasserdampfes beweisen.

d) Die Chlorverbindungen der Aschen und des Kraters sind unzersetzt und trocken.

In der Vesuviasche vom Jahre 1906 wurden 1—1,5 % des Gewichts lösliche Salze gefunden, die folgende Zusammensetzung besaßen:

$\text{CaSO}_4 = 41\text{--}43\%$, $\text{K}_2\text{SO}_4 = 8,20\%$, $\text{NaCl} 43,4\%$, $\text{MgCl}_2 = 4,5\text{--}6,5\%$, $\text{NH}_4\text{Cl} = 0,6\text{--}1,6\%$, Kohlenwasserstoffe, Spuren von Phosphaten, AlCl_3 , FeCl_2 und $\text{MnCl}_2 = 4\%$.

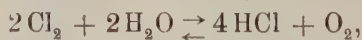
Die Zusammensetzung der Salze, die sich in den kälteren Lapillimassen im Innern des Kegels kondensieren und durch den Ausbruch des Vesuvs im Jahre 1906 in Blöcken ausgeworfen wurden, ist folgende:

FeCl_2 mit MnCl_2	=	1,99
MgCl_2	=	4,25
MgSO_4	=	21,96
NaCl	=	31,50
KCl	=	37,39
NH_4Cl	=	1,50
Wasser und freie Säure	=	1,41.
		100,00.

Das Wasser rührt von der Auslaugung der Salze her. In der Tat sind Verbindungen wie MgCl_2 , FeCl_2 , AlCl_3 ausserordentlich hygroskopisch. Sie ziehen begierig Wasser an. Die chemische Analyse benutzt z. B. diese Eigenschaft des CaCl_2 zur quantitativen Wasserbestimmung.

Einem Wasserdampfstrom von $300^\circ\text{--}500^\circ$ ausgesetzt, würden sich diese Salze zu Periklas MgO , Eisenglanz Fe_2O_3 und Korund Al_2O_3 umwandeln.

e) Die Beschaffenheit der vulkanischen Gase Cl_2 , HCl , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2 schliesst, wie weiter oben noch ausführlich gezeigt werden wird (vgl. S. 106), die Gegenwart des Wasserdampfes in irgend erheblichen Quantitäten aus. Wenn z. B. folgende Reaktion sich abspielt:



so wird sie durch ein Gleichgewicht begrenzt. Bei Temperaturen, wie sie für magmatische Prozesse in Frage kommen, verläuft die Reaktion sehr weit nach rechts, denn die Gleichgewichtskonstante ist für 727° 0,07068, für 1727° $4,78 \cdot 10^{-6}$. Das besagt: bei grösseren Mengen Wasserdampf verschwindet das freie Chlor, bei grösseren Chlormengen der Wasserdampf. Beide schliessen sich also gegenseitig aus. Druck verschiebt das Gleichgewicht nach links. Da freies Chlor in den vulkanischen Exhalationen nachgewiesen ist, muss der Wasserdampf fehlen. Noch andere Bestandteile des Magmas sind mit dem Wasserdampf unverträglich.

Physikalische
Beweise.

2. Die physikalischen Beweise. Die physikalischen Beweise Bruns stehen an Beweiskraft hinter den chemischen zurück. Es sind die vulkanischen Dämpfe dicht und vollständig unlöslich in der Atmosphäre, also wasserdampffrei. Lacroix hat bei den Glutwolken

der Mte. Pelée beobachtet, dass eine Löslichkeit in der Luft eintritt. Derartige Beobachtungen sind leicht einer Täuschung unterworfen.

Ferner wird das Fehlen von Regenbogen- oder Aureolenerscheinungen als Beweis geltend gemacht, die dagegen sich an den Dämpfen der feuchten Exhalationen nachweisen lassen.

Tatsache ist ferner, dass die Asche in der Nähe der Ausbruchsoffnung trocken fällt; erst wenn sie einen weiten Weg durch die Luft zurückgelegt hat, hat sie der Atmosphäre Feuchtigkeit entzogen. Man kann den Einwurf machen, dass vulkanische Ausbrüche sehr häufig von heftigen Regenfällen begleitet sind, deren Entstehung mit dem Vulkanausbruch in offenkundigem Zusammenhang steht und Anlass zur Bildung von Schlammströmen gibt. Diesem Einwurf lässt sich dadurch begegnen, dass bereits die Verdunkelung der Sonne infolge der in der Luft suspendierten Aschenteilchen eine merkliche Abkühlung der Lufttemperatur mit sich bringt und leicht den Sättigungspunkt des Wasserdampfes erreichen lässt. Die feine Verteilung der Asche in der Luft begünstigt überdies die Kondensation ausserordentlich. Es kann dieselbe Erscheinung eintreten, ohne dass eine Eruption Wasserdampf zu liefern braucht. In dem trockenen Klima von Lanzarote beobachtete Brun 1907, dass durch äolischen Staubtransport die Sonne verdunkelt wurde und es durch die infolgedessen eintretende Temperaturherabsetzung zum Regenfall kam, der Taupunkt lag an diesem Tage bei 16°. In diesem Fall war ein Vulkan überhaupt nicht im Spiel.

Die Dichteunterschiede von Bimsstein und Obsidian beweisen (vgl. S. 83), dass ausser den Gasen, die im Vakuum bei der Explosionstemperatur des Obsidians gefunden wurden, andere sich nicht an der Explosion beteiligt haben können, also auch nicht Wasserdampf in erheblichen Quantitäten.

Als Gegenargument könnten die Pechsteine aufgeführt werden. Die-
 selben enthalten einen beträchtlichen Wassergehalt, bis über 8%. Das
 Wasser entweicht einige hundert Grad unter dem Explosionspunkt, ist
 also auch hier nicht unter den Explosionsgasen vertreten. Brun spricht
 dem Wasser sekundäre Entstehung zu. Die Pechsteine sind nach ihm
 Obsidiane, die von aussen Wasser durch einfachen Hydratisierungsvor-
 gang aufgenommen haben. Die Erfahrung, dass, Obsidiane vorwiegend ter-
 tiär oder rezent sind, die Pechsteine ein höheres geologisches Alter besitzen,
 scheint der Ansicht eine gewisse Berechtigung zu geben. Allein auch
 in geologisch junger Zeit können sich unter besonderen Bedingungen
 Pechsteine bilden, wie die tertiären Pechsteine der Bonininseln bei Ja-
 pan, der Boninit und Sanukit, lehren. Die Entstehung des Pechsteines
 ist durch Beobachtung im Felde nicht geklärt, wie die Kontroversen

Das Pechstein-
problem.

Versuche von
Barus über
Wasserglas-
bildung.

von Sauer (37) und Stutzer (36) über das Vorkommen von Meisen in neuester Zeit lehren. Eine Entscheidung könnten vielleicht die interessanten Versuche von Barus (38) über die Einwirkung von Wasser auf Glas bei höherer Temperatur und Druck herbeiführen. Dem Wasser gegenüber verhält sich das Glas wie ein Colloid. Bei 185° tritt Aufquellen ein, da das Glas Wasser aufnimmt, es bildet ein Wasserglas, das bei 210° in eine klare Lösung mit einem Volumenminimum übergeht. Der Schmelzpunkt dieses Wasserglases liegt sehr viel tiefer als der des pyrogenen Glases. Die Reaktion Wasser + Glas \rightleftharpoons Wasserglas ist eine Massenwirkung, die zu einem Gleichgewicht führt; bei der Bildung des Wasserglases bei 210° vollzieht sich eine Kontraktion des Volumens des Gesamtsystems Glas + H₂O von 20—30 %. Die Reaktion verläuft um so schneller, je höher die Temperatur ist, dabei ist wenigstens der Druck erforderlich, der das Wasser bei 210° im flüssigen Zustand erhält. Drucksteigerung befördert die Wasserglasbildung, Druckentlastung führt zum Zerfall. Diese Bedingungen sind bei submarinen Ausbrüchen in wenigstens 120 bis 150 m tiefem Meere gegeben. Der Barussche Versuch lehrt, dass die Silikatschmelze mit Wasser gesättigt werden kann. Ob er Aufschluss über die Entstehung des Pechsteins geben kann, erscheint nicht ganz sicher, da nach den Brunschen Analysen in diesem Glas freies Chlor zu finden ist. Pechstein ist z. T. eine subaërische Bildung.

Nach diesen Feststellungen ist die Brunsche Vulkantheorie kritisch zu würdigen.

Der Nachweis, dass die gasförmigen Exhalationen eines Vulkans im Augenblick der Eruption wasserfrei sind, kann als wohl gelungen gelten. Darum kann Brun das Verdienst für sich beanspruchen, mit einer weit verbreiteten irrtümlichen Anschauung der Wissenschaft aufgeräumt zu haben, und so bedeuten seine Untersuchungen einen grossen Fortschritt. Dass sich die alte Anschauung so lange hat behaupten können, wird dadurch erklärlich, dass vor Brun exakte quantitative Bestimmungen der gasförmigen Produkte während eines Ausbruches kaum angestellt sind und auch nicht leicht angestellt werden konnten. Der ständig tätige Feuersee des Kilauea bietet fast die einzige Gelegenheit zu derartigen Untersuchungen, da seine Eruptionen meist ruhig verlaufen und eine grössere Annäherung gestatten im Gegensatz zu den plötzlich eintretenden und stürmisch verlaufenden Eruptionen der meisten Vulkane. Bruns Laboratoriumsversuche gestatten nach diesen direkten Untersuchungen am tätigen Vulkan eine Verallgemeinerung auf andere Vulkanausbrüche.

Eine andere Frage aber ist es, ob man die weitgehenden Konsequenzen, die Brun aus seinen Untersuchungen zieht, wird annehmen können. Nach ihm ist das Magma vollständig anhydrisch und alle hy-

droxylhaltigen Mineralien, wie z. B. der Glimmer der Granite, sind erst durch nachträgliche Hydratisierung entstanden. Mit der sekundären Entstehung des Glimmers im Granit oder Quarzporphyr wird sich kein Petrograph einverstanden erklären. Eine so weitgehende Schlussfolgerung ist nicht richtig. Wenn auch freier Wasserdampf im Moment des Ausbruches dem Magma fehlt, so sind doch seine Bestandteile, Wasserstoff und Sauerstoff, anwesend, und es hängt lediglich von der Lage der Gleichgewichte und der Konzentrationen ab, ob unter gegebenen Verhältnissen eine Bindung von Sauerstoff und Wasserstoff eintritt. Man hat daher kein Recht, von einem völlig anhydrischen Magma zu sprechen.

Ferner bedeutet bei den stark reduzierenden Eigenschaften des Magmas jeder lavafördernde Vulkanausbruch einen unwiederbringlichen Sauerstoffverlust für unsere Atmosphäre. Das ist ohne Zweifel richtig. Die vulkanischen Erscheinungen haben zum Endziel eine völlige Entgasung des Planeten. Sicher sind die nicht oxydierten Massen in der Erde sehr viel grösser und der Sauerstoffvorrat der Erde reicht demnach nicht zu ihrer völligen Oxydation aus. Andererseits kennen wir in den Lebensprozessen der Pflanzen Vorgänge, die den Sauerstoff der Kohlensäure wiederum abbauen und in Freiheit setzen, die also der Oxydation entgegenarbeiten.

Dass durch die flüchtigen Bestandteile des Magmas, die sublimierbare Salze liefern, die Salzkonzentrationen der Ozeane vermehrt werden müssen, kann gleichfalls nicht bestritten werden. Der Salzgehalt des Meeres ist also nicht allein aus der chemischen Aufarbeitung der festen Gesteine herzuleiten. Eine neue Ursprungsquelle tritt hinzu und zeigt, wie unsicher die Basis aller Rechnungen ist, die sich, wie z. B. die Bestimmung des Alters der Erde, auf den Salzgehalt des Meereswassers stützen.

Eine andere Konsequenz betrifft den Wassergehalt der Erde. Wasser wird durch chemische Bindung beim Verwitterungsprozess dem Kreislauf entzogen; die Verluste werden durch vulkanische Ausbrüche nicht ergänzt, dieselben wirken im Gegenteil selbst wasserentziehend. Alle diese Vorgänge müssen demnach den Wasservorrat der Erde verringern. Nun haben zwar im Lauf geologischer Zeiten Wasser und Land vielfach gewechselt, es ist jedoch nicht möglich zu entscheiden, ob die Landmassen sich auf Kosten der Ozeane vermehrt haben. Suess (39) hat gelehrt, dass das in der Erde zirkulierende Wasser von zweifacher Herkunft ist. Das „vadose“ Wasser entstammt dem Kreislauf der Atmosphäre und Oberfläche, während das „juvenile“ Wasser aus dem Magma selbst herzuleiten sei. Konsequenterweise leugnet Brun jedes juvenile Wasser. Auch dieser Schluss geht zu weit. Die Komponenten des Wassers sind ja im Magma vorhanden und damit ist auch die Möglichkeit der Entstehung

juvenilen Wassers bei sinkenden Temperaturen gegeben, wenn auch der Sauerstoff im ganzen nicht ausreichend ist. Die Wasserbildung ist wiederum mit einer Sauerstoffeinbusse der Erde verknüpft.

Was die Brunsche Vulkantheorie selbst betrifft, so wird nachzuweisen gesucht, dass jedes Magma einen bestimmten Explosionspunkt besitzt, ferner, dass die Geoisothermen im Vulkan beweglich sind, sie steigen und fallen und können einen maximalen Wert erreichen, der den Paroxysmus auslösen muss. Die Temperatur der paroxysmalen Phase ist die Temperatur des Explosionspunktes. Erstens scheint der Nachweis nicht geführt, dass ein Magma von bestimmter Zusammensetzung einen konstanten Explosionspunkt haben muss (vgl. Tabelle S. 85). Dann sind die Schätzungen der maximalen Temperatur am Vulkan derartig unsicher, dass, selbst wenn man die Konstanz des Explosionspunktes annehmen will, auf Grund der vorhandenen Daten auf eine Übereinstimmung mit der maximalen Temperatur am Vulkan noch nicht zu schliessen ist, vgl. S. 39.

Anwendungsbereich der Brunschen Versuche.

Die Schmelzversuche Bruns gestatten überdies nur eine beschränkte Anwendung auf die Gesamterscheinungen des Vulkanismus. Er erhitzt Gesteinsgläser, bis sie zu schmelzen beginnen. Unter explosionsartigen Gasentbindungen verwandelt sich hierbei der Obsidian in einen Bimsstein. Soll sich ein entsprechender Vorgang in der Natur abspielen, so muss bereits glasig erstarrtes Magma vorhanden sein, das durch Wärmezufuhr oder Wiederaufschmelzen infolge weiterer Magmennachschübe aus der Tiefe in explosionsfähigen Zustand versetzt wird. Ein derartiger Ausbruch wird Bimsstein und Asche sowie altes vulkanisches Material früherer Eruptionen in verstäubtem Zustand liefern. Solche Fälle sind möglich. Man könnte sie als „indirekte Eruptionen“ bezeichnen. Das Charakteristische hierbei ist, dass die frische Lava gar nicht die Oberfläche zu erreichen braucht, oder wenn sie zutage tritt, so geschieht dieses erst in einer späteren Phase der Eruptionsperiode. Der Ausbruch des Bandaisan in Japan am 15. Juli 1888 gehört zu den indirekten Eruptionen.

Bemerkenswert dabei ist, dass das durch die Explosion erzeugte Gesteinsmehl staubtrocken war und in diesem Zustand talwärts floss. Die Bezeichnung Schlammstrom für das vorliegende Phänomen ist nur geeignet, falsche Vorstellungen zu erwecken. Ganz ähnlich verhielt sich der Nachbarvulkan Adatara am 7. Juli 1900. Auch der berühmte Krakatauausbruch des Jahres 1883 ist hierzu zu zählen. Der Inselvulkan Una-una bei Celebes lieferte im Jahre 1898, wie Wichmann (40) nachwies, nur altes Material.

Der Fall, dass eine indirekte Eruption die direkte einleitet, wird

häufig eintreten, zumal wenn ein Vulkan nach längerer Ruhepause zu erneuter Tätigkeit erwacht.

Die Brunschen Versuche erklären demnach in gewissen Fällen die Bimssteinbildung aus Obsidian und das lockere Aschenmaterial eines Vulkanausbruchs, allein durchaus nicht immer. Der normale Fall des direkten Ausbruchs ist nicht dadurch erklärt. Er kann mit Explosionserscheinung verknüpft sein oder nicht. Selbst saure Magmen können ohne stürmische Gasentbindung zutage treten, wie z. B. die Obsidianströme des Pico de Teyde auf Teneriffa lehren.

Zum Schluss sei noch auf eine Gefahr der Verallgemeinerung aufmerksam gemacht.

Die Ausbrüche der Gegenwart, die nur die ausklingende Phase des tertiären und quartären Vulkanismus darstellen, sind sehr vorwiegend intermediärer oder basischer Natur. Direkte Eruptionen saurer Magmen sind sehr selten und kommen unter den gegenwärtig tätigen Vulkanen kaum vor. Es ist im Vorangegangenen auf den tiefgreifenden Unterschied in den Mineralien der sauren und basischen Magmen aufmerksam gemacht worden. Es entsteht die Frage, ob die Gaskonzentrationen in sauren Magmen die gleichen sind oder ob hier nicht vielleicht Unterschiede zugunsten grösserer Wasserdampfkonzentrationen zu finden sein werden. Das vorhandene Beobachtungsmaterial reicht nicht aus, um diese Frage sicher zu beantworten. Nach den Analysen Bruns von sauren Gläsern scheint allerdings auch in derartigen Magmen freies Chlor vorzuherrschen, das würde für eine analoge Beschaffenheit sprechen.

8. Herkunft der vulkanischen Gase.

Nachdem in den vorangehenden Abschnitten das Tatsachenmaterial gesammelt und kritisch behandelt worden ist, wird es die Aufgabe des folgenden sein, alle diese Vorgänge zu deuten und die Nutzenanwendung für die vulkanischen Erscheinungen zu ziehen. Zunächst können Gase im bereits verfestigten Gestein auf drei verschiedene Arten enthalten sein:

1. Die Gase sind dem Gestein mechanisch beige- Mechanische
Gaseinschlüsse
im festen
Gestein.
mengt, in Hohlräumen und Poren eingeschlossen. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass besonders gern harte Mineralien oder solche ohne besondere Spaltbarkeit, wie Quarz, Granat, Topas, Korund u. a. derartige Gaseinschlüsse beherbergen, die meist CO_2 , H_2O , H_2 , CH_4 und N_2 sind. Sind diese Mineralien pyrogener Entstehung, so gehören sie zu den letzten Ausscheidungen. Die Natur der Gase ist an ihrem kritischen Verhalten gegenüber der Erwärmung zu erkennen. CO_2 ist unter $31,3^\circ$, dem kritischen Punkt, und 73 Atm. flüssig. $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ bilden unterhalb $31,3^\circ$ zwei nicht mischbare Flüssigkeiten, von denen

eine, nämlich CO_2 , bei $31,3^\circ$ verschwindet. Ist dagegen unter $31,3^\circ$ eine Flüssigkeit mit Gasblase vorhanden, die bei dieser Temperatur bleibt, so sind Wasser, Wasserdampf andere schwerer zu verflüssigende Gase wie H_2 , CH_4 , oder N_2 anzunehmen. Verschwindet endlich die Flüssigkeit bereits unterhalb $31,3^\circ$, so steht entweder CO_2 unter einem kleineren Druck als 73 Atm., oder es sind andere, schwerer zu verflüssigende Gase anwesend.

Dieses Verhalten der Gase in Einschlüssen kann über die Druckverhältnisse, die während des Bildungsvorganges herrschten, Auskunft geben. Es zeigt sich, dass der Sättigungspunkt des Magmas für das Gas überschritten wurde, als der letzte Rest kristallisierte und Gase einschloss. Nur ein Teil, und zwar der kleinste, kann auf diese Weise mechanisch gefangen gehalten sein. Die grössere Masse der im Vakuum ausziehbar Gase muss in anderer Weise im Gestein stecken.

2. Die Gase sind im Gestein okkludiert. Die Eigenschaft fester Körper, Gase in Lösung zu nehmen, findet man besonders bei Metallen. Bekannt ist das Okklusionsvermögen des Palladiums, Platins und Eisens für Wasserstoff. Der Vorgang ist eine Art fester Lösung. Im allgemeinen besitzen nicht metallische Körper diese Eigenschaft in sehr viel geringerem Grade. Es ist aus diesem Grunde nicht sehr wahrscheinlich, dass das Okklusionsphänomen im Gestein eine besondere Rolle spielt. Doch kann das Glas eine Ausnahme machen.

3. Die Gase entwickeln sich durch chemische Reaktionen. Alle Erhitzungsversuche im Vakuum bei Rotglut bei ca. $800\text{--}850^\circ$ und darüber hinaus bis zum Explosionspunkt zeigen, dass Gase frei werden, und zwar erscheinen die verschiedenen Gase bei verschiedenen Temperaturen und in verschiedenen Mengen. Der Gang der Gasentwicklung lehrt deutlich, dass im Gestein bei niedriger Temperatur feste Verbindungen existieren, die im Vakuum bei höherer Temperatur zerfallen oder in andere Verbindungen übergehen unter Abspaltung einer gasigen Komponente, Vorgänge, die in den Bereich der chemischen Massenwirkung fallen. Die sich hier abspielenden Prozesse werden dadurch noch mehr kompliziert, dass die frei werdenden Gase untereinander und auf die feste Gesteinsmasse wieder reagieren können.

Diese drei Fälle umfassen die Möglichkeiten, die zwischen festem, kristallisiertem oder glasig erstarrtem Gestein und seinem Gasgehalt bestehen können. Durch Temperaturerhöhung werden hierbei die Gase in Freiheit gesetzt.

Etwas einfacher liegen die Verhältnisse für das schmelzflüssige Magma. Es fällt zunächst Fall 1, dass Gase in Poren mechanisch festgehalten werden, fort. An Stelle des in seiner Deutung noch immer recht dunklen Okklusionsphänomens tritt der Lösungsvorgang der Gase im

Okklusion der
Gase.

Gasreaktionen
im festen
Gestein.

Gase im
Magma.

Magma, der durch ein sehr einfaches Gesetz beherrscht wird, nämlich das Henrysche Absorptionsgesetz, welches aussagt, dass Gase unabhängig von der Natur des Lösungsmittels ihrem Druck proportional gelöst werden. Temperatursteigerung und Drucksteigerung erhöhen das Lösungsvermögen, und umgekehrt werden in einer bei bestimmter Temperatur und Druck gesättigten Lösung durch Sinken der Temperatur und Druckentlastung Gase in Freiheit gesetzt. Jedes Aufsteigen der Lava ist mit Druckentlastung verknüpft, weit mehr als mit Temperaturerniedrigung. Der physikalische Vorgang, der in diesem Falle zur Gasbefreiung führt, ist ein ganz anderer wie in den vorher betrachteten Fällen, die durch Wiederaufschmelzen Gasexplosionen lieferten, beide sind daher scharf zu trennen.

Henrysches
Absorptions-
gesetz.

Für das schmelzflüssige Magma besteht noch eine weitere Möglichkeit. In Gebieten hoher Temperatur und hohen Druckes können Verbindungen existieren, die bei Änderung dieser Bedingungen in gasförmige Komponenten zerfallen, oder freie Gase können mit festen Verbindungen oder gelösten Substanzen, oder mit anderen Gasen in Reaktion treten. Mit anderen Worten, die Gase können durch Reaktionen im Magma entstehen.

Magmatische
Gasreaktionen.

Derartige Verbindungen sind die Chloride, Silizide, Karbide, Nitride, Sulfide, Phosphide u. a. In Eruptivgesteinen sind dieselben, abgesehen von Schwermetallsulfiden, nicht beobachtet. Sind sie einmal vorhanden gewesen, so muss jedenfalls ihre Zerstörung während des Kristallisationsprozesses in Gebieten fallender Temperaturen und Drucke eine vollständige gewesen sein, da sie in den fertigen Eruptivgesteinen nicht mehr nachzuweisen sind. Aus Meteoriten kennt man dergleichen Verbindungen, wie z. B. Cohenit $(\text{FeNiCo})_3\text{C}$, Schreibersit $(\text{FeNiCo})_3\text{P}$, Troilit FeS , Daubréelit FeSC_2S_3 , Oldhamit CaS , Lawrenzit FeCl_2 , Moissonit CSi , sowie vielleicht das Siliziumeisen Fe_2Si .

Sivelstri fand unter den Sublimationsprodukten des Ätnaausbruches des Jahres 1874 Stickstoffeisen Fe_5N_2 als dünne Überzüge der Lava, ein Beweis, dass derartige Stoffe sich auch im irdischen Magma bilden können.

Wir kennen den Zustand des Magmas in grossen Tiefen nicht und wissen daher auch nicht, welche Verbindungen dort herrschen und welche Gase und in welchem Zustand sie dem Magma beigemengt sind. Aus der Tatsache, dass der Dichtevergleich der Gesteine der Erdoberfläche mit der mittleren Dichte der Erde, und dass das Verhalten der Erdbebenwellen, die ihren Weg durch das Erdinnere genommen haben, zur Annahme eines Eisenkernes in der Erde führen, kann man eine gewisse Berechtigung herleiten, die Magmen der unbekannten Tiefe mit den Meteoritenmagmen zu vergleichen. Dieser Vergleich ist von Wahl (41) durchgeführt

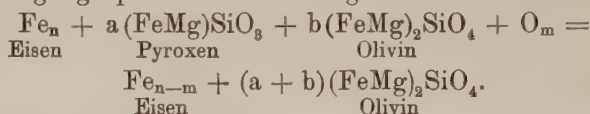
Vergleich des
irdischen
Magmas mit
den Meteoriten-
magmen.

worden und wird sich auch für die Erkenntnis der Rolle, die die Gase im Magma spielen, förderlich erweisen.

Die sauren Magmen der Erde haben unter den Meteoriten kein Seitenstück, und umgekehrt sind reine Eisenmagmen unter den Laven der Erde nicht vertreten. Nur die basischen Magmen sind beiden gemeinsam und daher vergleichbar.

Es wären die basaltischen Magmen mit den Eukriten, die ultrabasischen Magmen, Peridotite und Augitgesteine mit den Chassigniten, Angriten, Amphoteriten, Rhoditen unter den Meteoriten in Parallele zu setzen. Die chemische Zusammensetzung ist eine sehr ähnliche, nur sind die irdischen Magmen höher oxydiert. In den Meteoriten kommt das Eisen nicht oxydiert oder als Ferroverbindung in Silikaten vor. In den basaltischen Magmen finden wir Eisen gewöhnlich nicht in metallischem Zustand sondern als Oxyd und Oxydul in Silikaten oder in Form von Magnet Eisen. Die Meteoriten selbst sind in verschiedenem Grade oxydiert, z. B. die Pallasite führen Eisen und Olivin, andere Mesosiderite Eisen, Pyroxen und Olivin.

Der Vorgang spielt sich nach folgender Formel ab:



Unter den irdischen Gesteinen bildet der Eisenbasalt von Grönland eine Ausnahme, seine gediegenen Eisenmassen unterscheiden sich gleichwohl vom Meteoreisen durch einen Gehalt von 10 % O und 4,5 % C, er ist bereits höher oxydiert, aber deswegen lehrreich, weil er zeigt, dass auch auf Erden gelegentlich sehr unvollkommen oxydierte Gesteine vorkommen. Die Bildungswärmen der Oxyde können über die Reihenfolge, in der die Elemente sich gegenseitig reduzieren, und damit über den Oxydationsgrad Aufschluss geben. W a h l stellt folgende Reihe auf:

Mg + O =	145,8 kal.	Si + O ₂ =	2×90,9 kal.
Ca + O =	131,3 „	C + O =	68,2 „
Al ₂ + O ₃ =	3×131,2 „	Fe + O =	64,6 „
Na ₂ + O =	100,2 „	Ni + O =	59,7 „
K ₂ + O =	97,1 „	Cu ₂ + O =	43,8 „

Die irdischen Magmen sind bis über das Eisen hinaus oxydiert, die Steinmeteoriten bis an das Eisen, die Meteoreisen nur bis zum Silizium.

Aus diesen Vergleichen kann man den Schluss ziehen, dass mit zunehmender Tiefe der Oxydationsgrad des Magmas kleiner wird. Völlig oxydierte Magmen gibt es auch auf der Erde nicht. Die Lava, die heute noch gefördert wird, besitzt, wie schon mehrfach betont wurde, redu-

zierende Eigenschaften. Freier Sauerstoff kann daher nicht mit dem Magma zusammen vorkommen. Der Sauerstoff ist also eine Komponente, die wenigstens zum Teil erst während des Empordringens des Magmas aufgenommen wird und in seiner Gesamtheit sicherlich nicht primär.

Die Chamberlinsche Zusammenstellung hat gezeigt, dass der Gasgehalt mit dem Gehalt an Eisen-Magnesiasilikaten ansteigt. Das Eisen mit seinen Verbindungen dürfte daher bei der Gaserzeugung eine wichtige Rolle spielen.

9. Die magmatischen Gasgleichgewichte.

Die Brunschen Bestimmungen der Gase und Sublimationsprodukte der Laven, Aschen, Gesteinsgläser und primären Exhalationen zeigen, welche flüchtigen Stoffe im Magma im Augenblick oder während der Eruption des Vulkans zugegen sind. Es sind, wenn lediglich die wichtigsten Bestandteile berücksichtigt werden, Alkalichloride und -fluoride, Chlorammonium, Siliziumtetrafluorid, Kieselsäure, ferner im gasförmigen Zustand: Cl_2 , HCl , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2 und H_2S sowie SO_2 .

Diese Gase verraten den Sauerstoffmangel des Magmas. Der Sauerstoff reichte eben aus, um den Kohlenstoff teilweise zu oxydieren, alle übrigen Bestandteile sind nicht oxydiert.

Die obigen flüchtigen Bestandteile des Magmas sind die Produkte von mannigfaltigen Reaktionen, die sich unter den verschiedenen Temperatur-Druckverhältnissen abgespielt haben. Es ist nicht möglich, den Verlauf der Reaktionen im einzelnen zu verfolgen, da sich das natürliche Magma einer Untersuchung entzieht und seine Schicksale in der Tiefe uns stets verhüllt bleiben werden. Höchstens könnten die Erfahrungen der Chemie über das Verhalten der in Frage kommenden Substanzen unter magmatischen Bedingungen zum Vergleich herangezogen werden. Unsere Kenntnis des Reaktionsverlaufes bei hohen Temperaturen ist zurzeit noch sehr lückenhaft.

Druck und Temperatur regeln den Verlauf jeder Reaktion. Der Vorgang des Aufsteigens des Magmas ist mit Druckentlastung und Abkühlung verknüpft. Druck- und Temperaturänderungen besitzen hierbei ein negatives Vorzeichen.

In gewissen Fällen indirekter Eruptionen ist eine Wiedererwärmung oder ein Wiederaufschmelzen bereits erstarrten Magmas denkbar. Bei einem derartigen Vorgang verlaufen die sich abspielenden Reaktionen unter Temperaturerhöhung bei konstantem Druck oder mit Druckentlastung.

Allgemeine physikalisch-chemische Gesetze.

Allgemeine
physikalisch-
chemische Ge-
setze der Gas-
reaktionen.

Zur Beurteilung der magmatischen Reaktionen ist es zweckmässig, einen Überblick über die in Frage kommenden fundamentalen physikalisch-chemischen Gesetze (42—45) vorzuschicken.

Alle Gasreaktionen untereinander oder mit festen oder flüssigen Phasen sind in ihrem Ablauf durch Gleichgewichtszustände begrenzt.

Hat sich bei einer Reaktion der Gleichgewichtszustand eingestellt, so wird die Umsetzung im Sinn einer chemischen Reaktionsgleichung von links nach rechts, genau durch den in entgegengesetzter Richtung verlaufenden Umsatz kompensiert. Über die Zusammensetzung des Gleichgewichts sagt das Massenwirkungsgesetz aus, dass, wenn $c_1 + c_2 +$ usw. die räumlichen Konzentrationen oder aktiven Massen sind, die sich durch die Reaktion in die Massen $c_1' + c_2' +$ usw. umwandeln, und n_1, n_2 , bzw. n_1', n_2' usw. die entsprechende Anzahl der Moleküle, mit denen jeder Stoff sich an der Reaktion beteiligt, das Verhältnis

$$\frac{c_1^{n_1'} \cdot c_2^{n_2'} \dots}{c_1^{n_1} \cdot c_2^{n_2} \dots} = K \text{ ist.}$$

K ist eine Konstante, die die Gleichgewichtskonstante heisst. Geht eine Reaktion nur zwischen gasförmigen und festen Phasen vor sich, so bleibt das Verhältnis der aktiven Massen der festen Phasen konstant, und die Gleichgewichtskonstante K wird nur durch die räumlichen Konzentrationen der reagierenden Gaskomponenten bestimmt. Das Gleiche gilt zwischen den Phasen gasförmig und flüssig, denn in beiden Fällen ist der Dampfdruck der Flüssigkeit und des festen Körpers von deren Menge unabhängig.

Die Zusammensetzung des Gleichgewichtes wird in verschiedener Weise angegeben, entweder in Volumenprozenten oder in Konzentrationen durch Mole auf einen Liter — unter einem Mol oder Grammolekül versteht man das Molekulargewicht eines Gases ausgedrückt in g — oder endlich in Partialdrucken der einzelnen Gase. In letzterem Fall erhält das Massenwirkungsgesetz die Fassung:

$$\frac{p_1^{n_1'} \cdot p_2^{n_2'} \dots}{p_1^{n_1} \cdot p_2^{n_2} \dots} = k'.$$

Zur Umrechnung gelten die Beziehungen

$$c = \frac{1}{v} = \frac{p}{RT},$$

wo c die Konzentration des Gases, v das Volumen, p der Partialdruck, R die Gaskonstante und T die Temperatur, vom absoluten Nullpunkt gerechnet, bedeuten.

Die Gleichgewichte sind verschiedener Art je nach der Zahl und

Massen-
wirkungsgesetz.

Beschaffenheit der Phasen und der von einander unabhängigen Bestandteile.

Homogene Gleichgewichte bestehen nur zwischen einer einzigen Phase, heterogene zwischen verschiedenen Phasen wie gasförmig, fest oder flüssig.

Die Gibbssche Phasenregel gibt über die hierbei auftretenden Möglichkeiten Auskunft. Ist P die Anzahl der Phasen, F die Zahl der Freiheiten (Temperatur, Druck, Konzentration), B die kleinste Zahl der unabhängigen Bestandteile (Molekulgattungen), die ein System chemisch aufbauen, so fordert die Phasenregel, dass $F = B + 2 - P$ ist. Die Zahl F gibt die Variablen an, von denen das Gleichgewicht abhängt.

Ist die Zahl der Freiheiten $= 1$, so ist das Gleichgewicht ein vollständiges. Es existiert für jede Temperatur ein bestimmter Druck, bei welchem die verschiedenen Phasen des Systems im Gleichgewicht sich befinden und neben einander existenzfähig bleiben. Ändert sich die Temperatur bei konstant erhaltenem Druck nur sehr wenig, so verläuft die Reaktion nach der einen oder anderen Seite bis zum vollständigen Aufbrauch einer oder mehrerer Phasen. Ändert sich dagegen der äussere Druck nur sehr wenig, so behält während der Reaktion jede Phase unverändert ihre Zusammensetzung.

Vollständiges
heterogenes
Gleichgewicht.

Ist dagegen die Zahl der Freiheiten grösser als 1, so ist das heterogene Gleichgewicht ein unvollständiges. Ein derartiges Gleichgewicht reagiert auf kleine Temperaturänderungen bei konstant erhaltenem Druck nur mit begrenzten Verschiebungen der Massenverhältnisse in dem einen oder anderen Sinn der Reaktionsgleichung.

Unvollständiges
heterogenes
Gleichgewicht.

Besitzt die Gleichgewichtskonstante einen sehr grossen oder sehr kleinen Wert, so verläuft die Reaktion nach der einen oder anderen Seite sehr weit, bis sich ein Gleichgewicht einstellt.

Die Gleichgewichtskonstante ist abhängig von der Temperatur, d. h. die Zusammensetzung des Gleichgewichtszustandes ist bei verschiedenen Temperaturen verschieden. Man kann die Richtung, in der ein gegebenes System seine Gleichgewichtszusammensetzung mit der Temperatur verschiebt, angeben, wenn man die Wärmetönung der Reaktion kennt. Die Wärmetönung q einer Reaktion ist die dabei entwickelte Wärmemenge vermehrt um die äussere Arbeit, in Kalorien ausgedrückt. Dieselbe kann ein positives oder negatives Vorzeichen besitzen. Bei exothermischen Reaktionen wird beim Verlauf derselben von links nach rechts, im Sinne der Reaktionsgleichung, Wärme entwickelt; die Wärmetönung ist positiv. Endotherme Prozesse verlaufen dagegen im gleichen Sinn unter Wärmeabsorption, ihre Wärmetönung wird negativ.

Abhängigkeit
des Gleich-
gewichts von
der Tempe-
ratur.

Über die Verschiebung des Gleichgewichtes mit der Temperatur sagt van't Hoff's „Principe de l'équilibre mobile“ folgendes aus:

„Erwärmen wir ein chemisches System bei konstant erhaltenem Volumen, so findet eine Verschiebung des Gleichgewichtes nach derjenigen Seite hin statt, nach welcher die Reaktion unter Wärmeabsorption verläuft und umgekehrt.“

Diese Abhängigkeit lässt sich in folgende Formel kleiden:

$$\frac{d \ln K}{dT} = - \frac{q}{RT^2}.$$

Der Differentialquotient des natürlichen Logarithmus der Gleichgewichtskonstante K nach der Temperatur ist gleich dem obigen Ausdruck, in welchem q die Wärmetönung in Kalorien, R die Gaskonstante, T die Temperatur vom absoluten Nullpunkt, $- 273^\circ$, gerechnet bedeuten. Kennt man die Gleichgewichtskonstante für zwei verschiedene Temperaturen, so lässt obige Formel durch Integration die Berechnung des Gleichgewichtes für jede Temperatur zu, dabei wird allerdings q als konstant vorausgesetzt. Auch q ändert sich mit der Temperatur. Diese Rechnung wird demnach nur für engere Temperaturintervalle annähernd richtige Resultate geben. Eine allgemeine Lösung des Problems gibt das Nernstsche Wärmetheorem (45) insofern, als es zum erstenmal die theoretische Berechnung der Integrationskonstanten ermöglicht. Da aber bisher erst für wenige Körper die „chemische Konstante“ bestimmt ist, lässt sich die Rechnung auf dieser allgemeinen Basis zurzeit noch nicht durchführen. Die Änderung der Wärmetönung q mit der Temperatur ist im allgemeinen nicht gross, doch kann sie unter Umständen das Vorzeichen wechseln. Wird für eine bestimmte Temperatur $q = 0$, so muss die Gleichgewichtskonstante für diese Temperatur einen grössten oder kleinsten Wert besitzen. Darüber hinaus ändert die Gleichgewichtsverschiebung mit der Temperatur ihre Richtung. In den meisten Fällen liegen Daten über die Zusammensetzung der Gleichgewichte nicht vor, auch dann ist es möglich, aus den Bildungswärmen der reagierenden Stoffe Aufschluss über die Wärmetönung und damit über die Richtung der Gleichgewichtsänderungen zu erhalten. Die Wärmetönung einer Reaktion ist gleich der Summe der Bildungswärmen der entstandenen, vermindert um die Summe der Bildungswärmen der verschwundenen Moleküle. Substanzen, die sich bei sehr hohen Temperaturen bilden, haben vielfach negative Bildungswärmen. Zu berücksichtigen ist dabei allerdings, dass die Bildungswärmen ¹⁾ sich gleichfalls mit der Temperatur ändern und die angegebenen Werte nur für bestimmte, meist gewöhnliche Temperaturen, streng gelten. Für Reaktionen, die bei hoher Temperatur verlaufen, kann daher die Wärmetönung

¹⁾ Die physikalisch-chemischen Tabellen von Landolt-Boernstein, Berlin 1905, geben eine Zusammenstellung der Bildungswärmen der verschiedenen chemischen Verbindungen.

unter Umständen auf diese Weise falsch ermittelt werden; in den meisten Fällen, in denen es sich nur um die Ermittlung des Vorzeichens der Wärmetönung handelt, wird man in Ermangelung besserer Daten von den Bildungswärmen mit einiger Vorsicht Gebrauch machen können.

Das Gleichgewicht wird auch durch Druckänderungen verschoben und zwar nur, wenn die Umänderung des Systems durch die Reaktion mit Volumenänderungen verbunden ist. Bei Gasreaktionen tritt dieser Fall ein, wenn die Zahl der Gasmoleküle sich durch die Reaktion ändert.

Verschiebung
des Gleich-
gewichts durch
Druck.

Das Gesetz, welches über die Gleichgewichtsänderung durch Druck aussagt, lautet:

„Komprimieren wir ein chemisches System bei konstant erhaltener Temperatur, so findet eine Verschiebung des Gleichgewichtes nach derjenigen Seite hin statt, nach welcher die Reaktion mit einer Volumenverminderung verknüpft ist.“ Im Falle der Druckentlastung verläuft die Reaktion nach der Seite der Volumenvermehrung. Im Besonderen vollzieht sich bei Gasreaktionen die Verschiebung des Gleichgewichts unter Druckentlastung nach der Seite, auf der die Zahl der Moleküle der gasförmigen Komponenten eine Zunahme erfahren hat.

Während die Konzentrationen der reagierenden Massen die Gleichgewichte bestimmen, sind es wieder Temperatur und Druck, die sie verschieben und unter Umständen das völlige Verschwinden einer Phase herbeiführen können.

Die Geschwindigkeit, mit der Reaktionen verlaufen und sich Gleichgewichtszustände einstellen, ist sehr verschieden gross.

Reaktions-
geschwindig-
keit.

Es gibt Reaktionen, die unter gewöhnlichen Umständen ausserordentlich träge verlaufen, nur durch die Gegenwart gewisser Stoffe, sog. Katalysatoren, kann der Reaktionsverlauf beschleunigt werden. Metalle, Kohle, Wasserdampf üben selbst in geringen Mengen eine derartige Wirkung aus.

Im allgemeinen wächst die Reaktionsgeschwindigkeit schnell mit der Temperatur.

Reaktionsfähige Massen, die sich bei magmatischen Temperaturen längere Zeit nebeneinander befinden, müssen daher miteinander im Gleichgewicht stehen. Jede Änderung von Temperatur und Druck wird dasselbe verschieben. Erfolgt dieselbe plötzlich, so wird das Gleichgewicht sich nicht ebenso schnell auf die neuen Bedingungen einstellen, und die Reaktionen verlaufen einseitig nach bestimmten Richtungen. Während der Eruption sind offenbar durch plötzliche Temperatur- und Druckänderung die Gleichgewichte gestört. Verläuft eine Reaktion exotherm, d. h. unter Wärmeentwicklung, so wird hierdurch die Reaktionsgeschwindigkeit vergrössert, infolgedessen wird der Umsatz beschleunigt und dadurch neue Wärme erzeugt, die den Reaktionsverlauf immer stürmischer

Rolle der
Reaktions-
geschwindig-
keit bei vul-
kanischen
Eruptionen,
Explosionen.

gestaltet und schliesslich bis zur Explosion steigert. Im Gegensatz hierzu muss eine schnelle Abkühlung, die zur glasigen Gesteinserstarrung führt, auf die Reaktionsgeschwindigkeit verlangsamend wirken; und ist erst die innere Reibung gross genug, so werden Reaktionen, noch ehe sie ihr Gleichgewicht erreicht haben, zum Stillstand kommen. Die Gesteinsgläser sind derartige instabile Systeme. Hebt man die innere Reibung durch Wiedererwärmen bis zum Schmelzbeginn auf, so verlaufen die Reaktionen, die vor der glasigen Erstarrung noch nicht zum Abschluss gekommen sind, mehr oder weniger stürmisch weiter. Dieser Vorgang erklärt ungezwungen das Verhalten der Gläser im Brunschen Erhitzungsversuch. Es ist nicht notwendig, Verbindungen hypothetisch anzunehmen, die bei niederer Temperatur stabil sind und sich bei einem bestimmten Explosionspunkt unter Gasentwicklung gewaltsam zersetzen. Nach sehr langer Zeit kann sich selbst in solchen starren Systemen der Gleichgewichtszustand einstellen, und die Eruptivgesteine büssen schliesslich ihr vulkanisches Leben, wie Brun sich ausdrückt, ein.

Diese allgemeinen Gesichtspunkte sollen als Wegweiser für die nun zu besprechenden magmatischen Gasreaktionen (46) dienen.

1. Chlor und seine Verbindungen.

Chlor erscheint in Form von Chloriden, freiem Chlor und als Chlorwasserstoff im Magma.

1. Chlornatrium. NaCl . Schmelzpunkt 820° , Beginn des deutlichen Verdampfens 936° , heftiges Sieden bei 1021° unter gewöhnlichen Druckverhältnissen. Chlornatrium ist im Magma dampfförmig enthalten. Trockener Chlornatriumdampf ist bis 1500° noch nicht dissoziiert. Mit sinkender Temperatur kann das Chlornatrium mit Silikaten komplexe Verbindungen eingehen, wie die Sodalithminerale lehren.

2. Chlorkalium. KCl . Schmelzpunkt $772,3^\circ$. Die trockenen Dämpfe sind unzersetzt bis zur Temperatur von 2000° . Es verhält sich ähnlich wie das Chlornatrium.

3. Chlormagnesium. MgCl_2 . Schmelzpunkt 708° . Die Einwirkung des Wasserdampfes vollzieht sich nach der Gleichung:



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ →	+ ←
	— ←	— →

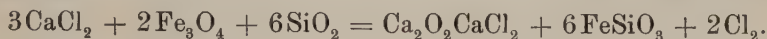
Das Gleichgewicht ist nicht untersucht. Temperatur- und Druckänderungen wirken im entgegengesetzten Sinn.

4. Chlorkalzium. CaCl_2 . Schmelzpunkt 780° , flüchtig bei Weissglut. Trockene Dämpfe sind nicht merklich dissoziiert. Eine Ver-

*) Bedeutet hier und im folgenden: aus den Bildungswärmen berechnet.

bindung $\text{Ca}_2\text{Cl}_2\text{SiO}_3$ spricht Brun als den Hauptchlorerzeuger an. Sie soll unter Bildung eines Subchlorids bei 1100° freies Chlor liefern. Dieses Verhalten ist deshalb auffallend, weil Chlorkalziumdämpfe im trockenen Zustand bei magmatischen Temperaturen nicht merklich dissoziiert sind. Zwar haben Borchers und Stockem durch Elektrolyse von geschmolzenem CaCl_2 an der Kathode neben Kalzium auch ein Kalziumchlorür CaCl erhalten, dieser Bildungsvorgang ist jedoch nicht mit den in Frage kommenden Reaktionen vergleichbar.

Eher verständlich ist die reduzierende Wirkung auf Eisenoxydverbindungen, die man sich vielleicht folgendermassen sich abspielend denken kann:



Es erscheint mir fraglich, ob derartige Prozesse überhaupt zur Erklärung des freien Chlors im Vulkan heranzuziehen sind. Es ist nicht notwendig, bei niederen Temperaturen stabile Verbindungen anzunehmen, die bei einer bestimmten Temperatur zerfallen. Gläser sind instabile Systeme.

5. Eisenchlorür (Lawrenzit). FeCl_2 . Schmelzpunkt 306 bis 370° . FeCl_2 ist ein Produkt der Einwirkung von HCl auf Eisenkarbid, etwa nach der Formel (47):



Tatsächlich ist der Verlauf ein wesentlich komplizierterer, indem neben Methan noch andere Kohlenwasserstoffe auftreten. Über die Zersetzung des Methans bei hoher Temperatur siehe dort.

Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ ←	+ →
	— →	— ←

Temperaturerniedrigung ist der FeCl_2 -Bildung förderlich.



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ →	—
	— ←	—

Das Gleichgewicht ist nicht untersucht.

6. Aluminiumchlorid. AlCl_3 . Schmelzpunkt 190° bei $2,5$ Atm. Druck, Siedepunkt $182,7^\circ$ bei $0,99$ Atm. Druck. Das Salz verdampft, ohne zu schmelzen. Der trockene Dampf ist von 440° an dissoziiert:

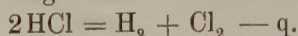


Das Aluminiumchlorid ist ein gasförmiger Gemengteil des Magmas, es tritt nur in geringen Mengen auf.

7. Chlor. Cl_2 . Die kritischen Daten sind: Temperatur $+146^\circ$, Druck $93,50$ Atm.

8. Chlorwasserstoff. HCl . Kritische Temperatur $+ 52^\circ$ und kritischer Druck 83 Atm.

Die Dissoziation erfolgt nach der Gleichung

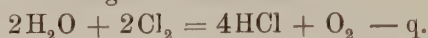


Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ →	—
	— ←	—

$K = \frac{p_{\text{H}_2} \cdot p_{\text{Cl}_2}}{p_{\text{HCl}}^2}$. Vogel v. Falckenstein (48) stellt das Gleichgewicht durch folgende Formel auf Grund des Nernstschen Wärmethereoms dar:

$$\lg \frac{p_{\text{H}_2}^2 p_{\text{Cl}_2}}{p_{\text{HCl}}^4} = - \frac{88000}{4,571 T} + 0,284 \lg T - 0,001 T - 1,6,$$

daraus berechnet sich $K_{727^\circ} = 3,16 \cdot 10^{-11}$, $K_{1727^\circ} = 7,17 \cdot 10^{-7}$. HCl ist also nicht merklich im Magma dissoziiert.



Dieser Prozess, der auch technische Bedeutung hat (Deaconscher Chlorprozess), ist besser untersucht. Die Gleichgewichtskonstante

$K = \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}^2 \cdot p_{\text{Cl}_2}^2}{p_{\text{O}_2} p_{\text{HCl}}^4}$ ist nach Vogel von Falckenstein (48) in ihrer

Abhängigkeit von der Temperatur darstellbar durch die Gleichung

$$\lg K = \frac{5750}{T} - 2,136 \lg T - 0,000857 T + 0,683 \cdot 10^{-7} T^2 + 0,296,$$

daraus berechnet sich:

$$K_{727^\circ} = 0,07068 \quad K_{1727^\circ} = 4,78 \cdot 10^{-6}.$$

Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ →	+ ←
	— ←	— →

Bei den für magmatische Prozesse in Frage kommenden Temperaturen ist das Gleichgewicht so gut wie vollständig nach rechts verschoben, da ferner freier Sauerstoff sofort gebunden wird. Chlor und Wasserdampf schliessen sich also gegenseitig aus.

9. Chlorammonium (Salmiak). NH_4Cl . Salmiak ist quantitativ ein sehr wichtiger Bestandteil des Magmas. Er verdampft bei 100° bereits merklich, ohne vorher zu schmelzen. Seine trocknen Dämpfe sind weitgehend dissoziiert.



Diese Reaktion wird durch Spuren von Wasserdampf katalytisch beschleunigt.

Bei 350° entspricht das Gleichgewicht sehr nahe einer vollständigen Dissoziation.

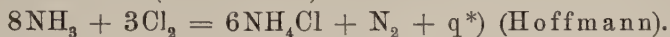
Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ ←	+ →
	— →	— ←

Druckentlastung begünstigt den Zerfall.

Die Salmiakbildung muss demnach erst ziemlich spät bei relativ niederen Temperaturen eintreten.

Über die Rolle des Salmiaks in der Lava ist seit Bunsen (49) vielfach disputiert worden. Der Stickstoff, bzw. Ammoniakgehalt, wurde teils von organischen Substanzen (Bunsen), teils aus der Luft (Sommerfeldt) hergeleitet oder als primärer magmatischer Bestandteil (Quensel, Stoklasa u. a.) aufgefasst. Dass diese letztere Auffassung die richtige ist, haben die Brunschen Versuche bewiesen, dabei mag nicht in Abrede gestellt werden, dass sich Salmiak unter besonderen Umständen bei der Berührung von Lava und organischen Substanzen auch bilden kann. Der Salmiak der vulkanischen Exhalation ist ein primäres Reaktionsprodukt des Magmas.

Ferner liefert die Einwirkung von Chlor auf Ammoniakgas Salmiak und Stickstoff (Hoffmann)



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ ←	+ →
	— →	— ←

Fallende Temperatur begünstigt die Chlorammoniumbildung.

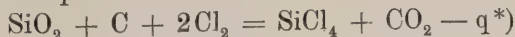
Von anderen Chlorverbindungen könnten in Frage kommen:

10. Kohlenstofftetrachlorid. CCl_4 . Kritische Temperatur $281,51^\circ$ und Druck $57,57$ Atm.

Bei hohen Temperaturen tauscht diese Verbindung ihr Chlor gegen O und H aus, vgl. die Einwirkung von Chlor auf Methan.

11. Siliziumtetrachlorid. SiCl_4 . Siedepunkt $56,9^\circ$ bei 760 mm Druck.

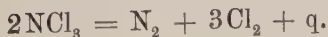
Kritische Temperatur etwa 230° .



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ →	—
	— ←	—

Die Gleichgewichtsverschiebung mit fallender Temperatur begünstigt die Bildung freien Chlors.

12. Chlorstickstoff, NCl_3 , unter 71° destillierbar. NCl_3 ist eine endotherme Bildung aus ihren Elementen. Beim Erhitzen über 93° explodiert er heftig.



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ ←	+ ←
	— →	— →

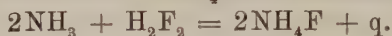
Hohe Temperaturen und Drucke begünstigen die Chlorstickstoffverbindung. Bei Druckentlastung und Temperaturniedrigung vollzieht sich die Dissoziation unter Wärmeentwicklung. Es sind bei dieser Reaktion die Bedingungen für das Zustandekommen von Explosionen gegeben. Mit dem Zerfall ist Volumenvermehrung verbunden. Dieser Vorgang verdient zur Erklärung der explosiblen Chlorentwicklung beim Paroxysmus des Vulkans ganz besonders beachtet zu werden. Leider sind die Gleichgewichtszusammensetzungen nicht bekannt.

2. Das Fluor und seine Verbindungen.

1. Natriumfluorid. NaF . Schmelzpunkt 980° .

2. Kaliumfluorid. KF . Schmelzpunkt $859,9^\circ$.

3. Ammoniumfluorid. NH_4F . Die erzeugende Reaktion ist:



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ ←	+ →
	— →	— ←

Daten über die Dissoziation der trocknen NH_4F -Dämpfe sind nicht vorhanden.

4. Fluorkalzium (Flussspat). CaF_2 . Schmelzpunkt 1330° . Fluorkalzium wird von Wasserdampf bei Rotglut zersetzt.



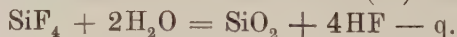
Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ →	+ ←
	— ←	— →

Das Fluorkalzium entsteht erst mit vorschreitender Abkühlung.

5. Siliziumtetrafluorid. SiF_4 . Die wichtigste Fluorverbindung ist das Siliziumtetrafluorid. Kritische Temperatur $-1,5^\circ$ und Druck 50 Atm.

SiF_4 ist ein bei höheren Temperaturen sehr widerstandsfähiger Körper, der selbst dem Kohlenstoff gegenüber indifferent bleibt.

Die erzeugende Reaktion ist von Baur (50) untersucht:



$$K = \frac{C_{\text{SiF}_4} \cdot C_{\text{H}_2\text{O}}^2}{C_{\text{HF}}^4} \quad K_{104^\circ} = 163 \cdot 10^7 \quad K_{270^\circ} = 5,4 \cdot 10^7.$$

Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ →	+ ←
	— ←	— →

Bei Temperaturen unter 100° verläuft die Reaktion ziemlich voll-

ständig nach links, wie die grosse Gleichgewichtskonstante zeigt, mit steigender Temperatur ändert sich dies Verhältnis. Temperatur und Druckänderungen wirken im entgegengesetzten Sinn auf das Gleichgewicht ein.

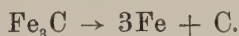
Diese Reaktion führt mit fallender Temperatur und höherem Druck zur Wasserbildung. Die Entstehung der hydroxylhaltigen Glimmer steht offensichtlich mit derartigen Prozessen im Zusammenhang.

3. Die Kohlenstoffverbindungen.

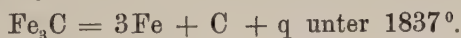
Das Ursprungsmaterial der Kohle und ihrer gasförmigen Verbindungen im Magma sind Karbide.

Kohlensäure kann auch von aussen aufgenommen sein. Unter den Karbiden wird man in erster Linie an das Eisenkarbid zu denken haben; diese Verbindung ist auch als Cohenit in Meteoritenmagmen verbreitet; ferner vielleicht noch an das SiC (Moissanit), gleichfalls ein in Meteoriten gefundener Bestandteil. Andere Karbide sind weniger wahrscheinlich.

1. Eisenkarbid. Fe_3C . (Cohenit, Zementit der Metallurgie.) Nach den neuesten Untersuchungen von Ruff und Mitarbeitern (51) zerfällt das Triferrokarbid in mit Kohlenstoff gesättigten Eisenschmelzen bei Temperaturen unter 1837°



Bei Temperaturen über 1837° bildet sich ein Diferrokarbid, welches dann weiter zerfällt.



Gleichgewichtsverschiebung: Temperatur
 $\begin{array}{cc} + & \leftarrow \\ - & \rightarrow \end{array}$

2. Siliziumkarbid (Moissanit). SiC. Silizium vereinigt sich mit Kohlenstoff bei $1200\text{--}1400^\circ$ zu SiC. Wahrscheinlich ist das Karbid im irdischen Magma primär.



Gleichgewichtsverschiebung: Temperatur
 $\begin{array}{cc} + & \rightarrow \\ - & \leftarrow \end{array}$

Das Siliziumkarbid ist ein sehr widerstandsfähiger Körper, auf welchen höchstens Chlor bei magmatischer Temperatur stärker einwirkt.

3. Kohlensäure, CO_2 und Kohlenoxyd, CO.

CO_2 Kritische Temperatur $+ 31,3^\circ$ und Druck 73 Atm.

CO " " " " $- 140^\circ$ " " $35,5^\circ$ "

Die Dissoziation des CO_2 kommt für magmatische Verhältnisse nicht in Frage.



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur		Druck	
	+	→	+	←
	—	←	—	→

Nach Le Chatelier ist der Zerfall bei 1 Atm. Druck bei 1000° 0,06 %, bei 1500° 0,8 %, höherer Druck wirkt überdies der Dissoziation entgegen.

Dagegen verläuft die Reaktion:



nach Boudouard ziemlich weit. Die Zusammensetzung des Gleichgewichts beträgt:

bei 950°	1,5 %	CO_2	98,5 %	CO
„ 1000°	0,7 %	„	99,3 %	„
„ 1500°	0,34 %	„	99,6 %	„

Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur		Druck	
	+	→	+	←
	—	←	—	←

Diese Reaktion wird man in erster Linie für die CO-Bildung verantwortlich machen müssen.

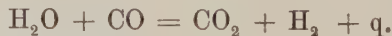
Gleichfalls gut untersucht sind die Reaktionen zwischen Kohle und Wasserdampf, da sie für die Technik Bedeutung besitzen.



Es sind zwei endotherme Prozesse. Im ersten Fall enthält das Gas des Gleichgewichts bei 600° bereits fast nur CO_2 . Bei 1000° fand Lang das Gleichgewicht zu 0,012 CO_2 , 0,296 CO, 0,303 H_2 und 0,031 H_2O in Partialdrucken durch Atmosphären gemessen.

Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur		Druck	
	+	→	+	←
	—	←	—	→

Dagegen verläuft exotherm die Reaktion:



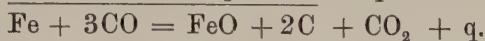
Sie ist von sehr verschiedenen Seiten untersucht.

Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur		Druck	
	+	←	+	—
	—	→	—	—

$$\frac{C_{\text{CO}} \cdot C_{\text{H}_2\text{O}}}{C_{\text{CO}_2} \cdot C_{\text{H}_2}} = K.$$







$K_{686^\circ} = 0,52$, $K_{786^\circ} = 0,82$, $K_{830^\circ} = 1$, $K_{986^\circ} = 1,60$, $K_{1086^\circ} = 2,04$, $K_{1205^\circ} = 2,60$, $K_{1405^\circ} = 3,48$, $K_{1500^\circ} = 3,87$, $K_{1600^\circ} = 4,24$. Bei 830° sind

Die Gleichgewichte zwischen Eisen, Eisenoxydul, Kohlendioxyd und Kohlenoxyd sind von Baur und Glässner studiert.



$\begin{array}{cc} \vdash & \leftarrow \\ \vdash & \rightarrow \end{array}$
 $\begin{array}{cc} \vdash & \rightarrow \\ \vdash & \leftarrow \end{array}$

$$\text{FeO} + \text{CO} = \text{Fe} + \text{CO}_2 - q.$$

$$\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO} = 3\text{FeO} + \text{CO}_2 - q.$$

+	→	—
—	↑	—

In geringeren Quantitäten erscheinen Kohlenwasserstoffe unter den vulkanischen Gasen, besonders das Methan.

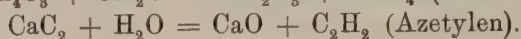
$$\text{CH}_4 = \text{C} + 2\text{H}_2 - \text{q}.$$

$\begin{array}{cc} + & \rightarrow \\ - & \leftarrow \end{array}$
 $\begin{array}{cc} + & \leftarrow \\ - & \rightarrow \end{array}$

bei	300°	400°	500°	600°	700°	800°	1200°
	96,90%	86,16%	62,53%	31,68%	11,07%	4,41%	1% CH ₄
vorhanden.							

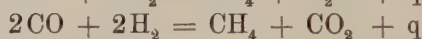
Im Temperaturbereich von 1000–1500° ist demnach Methan fast ganz zerfallen. Druck hindert den Zerfall, seine Wirkung kann in diesem Fall nicht besonders stark sein, da ja die Volumenänderung nicht sehr gross ist.

Man hat die Kohlenwasserstoffe der vulkanischen Exhalationen aus der Einwirkung von H_2O auf Karbide herzuleiten versucht (54). Es liefern:



Derartige Reaktionen könnten sich im Magma nur bei Temperaturen abgespielt haben, bei welchen die Dissoziation des Methans eine sehr weitgehende ist. Sie können aus diesem Grunde nicht zur Erklärung der Methanbildung herangezogen werden. Der gleiche Einwurf lässt sich gegen die Salvadorische Reaktion machen, — trockenes Chlorammonium bildet mit Kalziumkarbid Petroleum, — mit der Brun die Kohlenwasserstoffbildung im Vulkan erklären will.

Methan kann ferner durch folgende Reaktionen entstehen:



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ ←	+ →
	— →	— ←

Bei höherer Temperatur wird der zweite Vorgang sich eher abspielen.

Das Methan ist als Reaktionsprodukt von CO und H_2 anzusehen, seine Bildung gehört einer späten Periode, sinkender Temperatur an.

Anders liegen die Verhältnisse beim Azetylen C_2H_2 .

Das Azetylgewicht:



lässt sich nach v. Wartenberg (55) mit Hilfe des Nernstschen Wärmetheorems durch die Gleichung darstellen:

$$\log \frac{C_{\text{H}_2}}{C_{\text{C}_2\text{H}_2}} = \frac{11000}{T} - 0,001 T - 1.$$

Es ist danach

$$K_{727^\circ} = 10^9, K_{1727^\circ} = 316,23.$$

Wenn selbst bei sehr hoher Temperatur Azetylen entstände, so müsste es bei den vulkanischen Temperaturen wieder in seine Bestandteile zerfallen. Azetylen ist unter den vulkanischen Gasen nicht beobachtet. Die Azetylenspuren, die Gautier erhielt, sind unter Bedingungen, die von der Natur stark abweichen, zustande gekommen.

4. Der Stickstoff und seine Verbindungen.

Als erzeugende Verbindungen kommen Nitride in Frage.

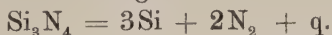
1. Eisennitrid, Fe_2N (Siderazot, Silvestri, Silvestrit, D'Achiardi), wurde als dünner Überzug auf Ätnalava vom Jahre 1874 entdeckt. Der Analyse entspricht die Zusammensetzung Fe_5N_2 ; auch wurde dasselbe auf Schlacken der Vesuvlava von 1884—1885 beobachtet (56). Die Bildungswärme des Eisennitrid ist nicht bekannt, sie dürfte sehr wahrscheinlich negativ sein.



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+	+
	←	←
	—	—
	→	→

Die Dissoziation erfolgt, wenn die obige Annahme der negativen Wärmetönung richtig ist, unter Wärmeentwicklung, kann daher zu explosionsartigen Erscheinungen führen. Stickstoffeisen ist eine Bildung hoher Temperatur.

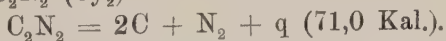
2. Siliziumnitrid (Stickstoffsilizium, Marignazit, Brun), Si_3N_4 , ist bisher noch nicht aus der Lava isoliert worden. Diese Verbindung entsteht neben SiN und Si_2N_3 bei Weissglut aus den Elementen in Gegenwart von Kohle. Die Bildungswärme ist nicht bestimmt, aber jedenfalls auch negativ. Die synthetischen Versuche von Weiss und Engelhardt (57) zeigen, dass das Gleichgewicht sich mit zunehmender Temperatur zum Stickstoffsilizium verschiebt. Nach diesen Versuchen ist Si_3N_4 die stabilste Verbindung.



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+	+
	←	←
	—	—
	→	→

Die Zerfallsreaktion wird danach Wärme entwickeln und kann zu Explosionserscheinungen führen. Brun misst dem Si_2N_3 als Stickstoff-erzeuger eine besondere Bedeutung bei, es reduziert unter stürmischer N_2 -Entwicklung eisenoxxydhaltige Gläser, während eisenfreie Gläser das Nitrid ohne Gasentwicklung lösen.

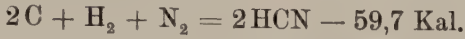
Gautier (34) gibt folgenden Vorgang für die Einwirkung von H_2O auf Stickstoffsilizium an:

3. Zyan. C_2N_2 (Cy_2).

Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+	+
	←	—
	—	—
	→	—

Drucken zu erwarten. Sein Erscheinen in der paroxysmalen Phase des Vulkans weist auf gestörte Gleichgewichte hin.

6. Zyanwasserstoff. HCN. Die erzeugende Reaktion geht nach folgender Gleichung vor sich:



Nach v. Wartenberg ist das Gleichgewicht darstellbar durch

$$\log \frac{\text{C}_{\text{N}_2} \cdot \text{C}_{\text{H}_2}}{\text{C}_{\text{HCN}}^2} = \frac{13060}{T} - 3,2.$$

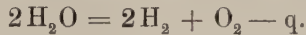
Daraus ergibt sich $K_{727^\circ} = 7,24 \cdot 10^9$, $K_{1727^\circ} = 2,1 \cdot 10^3$.

Auch dieser Körper ist bei magmatischen Temperaturen sehr weit zerfallen, dass er nicht in Frage kommt.

5. Wasserstoff. H_2 .

Wasserstoff ist der Hauptbestandteil des H_2O , das nach der herrschenden Anschauung eine besondere Rolle im Vulkanismus spielen sollte. Es ist daher für das vorliegende Problem von besonderem Interesse, seine Existenzbedingungen näher zu untersuchen.

Die Dissoziation des Wasserdampfes erfolgt nach der Gleichung:



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ >	+ <
	— <	— >

Nach Messungen von Nernst und von Wartenberg sind unter Atmosphärendruck bei 1124° 0,0078 %, bei 1207° 0,0189 %, bei 1288° ca. 0,034 % zerfallen. Drucksteigerung wirkt dem Zerfall entgegen. Daraus geht hervor, dass Wasser in nicht dissoziiertem Zustand im Magma zugehen sein könnte. Seine Dissoziation dagegen ist nicht zur Erklärung heranzuziehen, da sie erst bei höheren Temperaturen merklich wird. Nun haben aber die neueren Untersuchungen sein Fehlen im Magma sehr wahrscheinlich gemacht. Die Ursache ist nur in der Eigenart des Magmas selbst zu suchen, dessen hervorstechendste Eigenschaft der Sauerstoffmangel ist; dadurch wird dem Wasserdampf der Sauerstoff entzogen. H_2O kann daher bei magmatischen Reaktionen als Zwischenprodukt gelegentlich in Erscheinung treten. Die oben mitgeteilten Gasgleichgewichte lehren jedoch, wie der Wasserdampf im Magma bei seinen Temperaturen reduziert und aufgebraucht werden muss. Die Bestandteile des Wassers sind teilweise primär, teilweise treten sie von aussen in das Magma ein; da die Art, in der die gasförmigen Elemente des Magmas zu Verbindungen zusammentreten, von den sich einstellenden Gleichgewichtsbedingungen abhängt, die selbst nur eine Funktion von Temperatur und Druck sind, so erscheint es be-

greiflich, dass sich primäre hydroxylhaltige Mineralien, wie der Glimmer im Granit, ausscheiden können, ohne dass schliesslich freier Wasserdampf im Überschuss übrig zu bleiben braucht. Dieser Erkenntnis zum Siege verholfen zu haben, ist das Hauptverdienst der schönen Untersuchungen von Brun.

Von den Körpern, die dem Wasserstoff Sauerstoff entziehen, sind bereits Chlor, Kohlenstoff, Kohlenoxyd behandelt worden, in demselben Sinn wirken Eisen und seine Oxydulverbindungen.



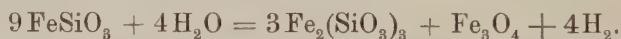
Diese Reaktion wurde bereits von Déville eingehend untersucht, in neuerer Zeit von Preuner (60).

Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur	Druck
	+ —	+ —
	— +	— +

Letzterer fand $K = \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{p_{\text{H}_2}}$, $K_{900^\circ} = 0,69$, $K_{1025^\circ} = 0,78$, $K_{1150^\circ} = 0,86$.

Mit steigender Temperatur wird die oxydierende Wirkung des Wasserdampfes kleiner.

Die Einwirkung des Wasserdampfes auf Eisenoxydulverbindungen ist nicht prinzipiell davon verschieden. Nach Gautier werden Eisenoxydulsilikate, wie Olivin, Hornblende, Augit, unter Magnetiseneubildung oxydiert nach der Formel:



Der Hornblende- und Glimmerzerfall unter Magnetit und Opazitneubildung wird in Ergussgesteinen ungemein häufig beobachtet.

6. Schwefel und seine Verbindungen.

Der Schwefel und seine flüchtigen Verbindungen im Magma nehmen von Sulfiden ihren Ursprung. Es kommen in erster Linie die Sulfide der Schwermetalle, vor allem des Eisens, in Frage. Ob noch andere Sulfide eine Rolle spielen, entzieht sich unserer Kenntnis, möglich ist es jedenfalls, kennt man doch in den Meteoritenmagmen Verbindungen wie CaS (Oldhamit).

1. Es können sich folgende Reaktionen abspielen:



Von den gasförmigen Verbindungen ist dem Schwefelwasserstoff die Hauptbedeutung beizumessen. Die Zerfallsbedingungen sind von Preuner (61) untersucht:



Gleichgewichtsverschiebung: Temperatur Druck

+	→	+	←
—	←	—	→

Die Gleichgewichtskonstante $K = \frac{C_{\text{H}_2}^2 \cdot C_{\text{S}_2}}{C_{\text{H}_2\text{S}}^2}$ fand er:

$$K_{827^\circ} = 0,0046 \cdot 10^{-4}, K_{927^\circ} = 0,029 \cdot 10^{-4}, K_{1047^\circ} = 1,04 \cdot 10^{-4},$$

$$K_{1137^\circ} = 2,6 \cdot 10^{-4}, K_{1237^\circ} = 6,3 \cdot 10^{-4}.$$

Die Dissoziation des Schwefelwasserstoffs im magmatischen Gebiet ist ausserordentlich klein, so dass H_2S eine sehr stabile Verbindung ist.

Elementarer Schwefel am Vulkan ist das Ergebnis der Oxydation des Schwefelwasserstoffs durch die Atmosphäre, ein Vorgang, der erst später bei den sekundären Exhalationen zu besprechen sein wird.

3. Schwefelkohlenstoff. CS_2 . Die Bildung aus den Elementen erfolgt:



Gleichgewichtsverschiebung: Temperatur Druck

+	→	—
—	←	—

Koref fand für die Dissoziation folgende Werte:

$$\text{für } 627^\circ \text{ } 1,15\% \text{ CS}_2, 727^\circ \text{ } 1,9\% \text{ CS}_2, 827^\circ \text{ } 3,2\% \text{ CS}_2.$$

Das Gleichgewicht ist auf Grund des Nernstschen Wärmetheorems durch die Gleichung ausgedrückt:

$$\log \frac{C_{\text{S}_2}}{C_{\text{CS}_2}} = - \frac{8000}{4,571 T} - 0,2.$$

Daraus berechnet sich für 1727° 92,25 % CS_2 in der Gleichgewichtszusammensetzung. Bei hohen Temperaturen ist die Verbindung CS_2 stabil, sie zerfällt bei fallenden magmatischen Temperaturen; der Zerfall ist mit Wärmeentwicklung verknüpft, was zur Explosion führen kann, wenn die Gleichgewichte sich nicht eingestellt haben.



Diese Reaktion verläuft bei $400\text{—}450^\circ$ vollständig, mag also mehr für die sekundären Exhalationen in Frage kommen.

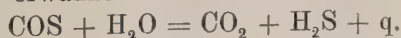
4. Kohlenoxysulfid. COS .



Gleichgewichtsverschiebung: Temperatur Druck

+	←	+	→
—	→	—	←

Es seien noch erwähnt die Reaktionen:



Gleichgewichtsverschiebung: Temperatur Druck

+	←	+	—
—	→	—	—

Die Reaktion kann von links nach rechts explosionsartig verlaufen.

5. Schwefelstickstoff, N_4S_4 . Vgl. Stickstoffverbindungen.

Die Einwirkung von Chlorwasserstoff auf N_4S_4 führt nach Ruff zur Bildung von Chlor.



Gleichgewichtsverschiebung:	Temperatur		Druck	
	+	→	+	←
	—	←	—	→

Die oben behandelten Gleichgewichte erschöpfen nicht die Mannigfaltigkeit der sich in Wirklichkeit abspielenden und möglichen Reaktionen, sie reichen aus, um eine allgemeine Vorstellung von den vulkanischen Gasreaktionen zu geben, d. h. von den primären Exhalationen eines vulkanischen Magmas. Dieselben sind zu unterscheiden von den sekundären Exhalationen, wie sie in Fumarolen, Solfataren usw. zutage treten. Derartige Exhalationen werden durch das Hinzutreten der Atmosphäre mit ihrem Sauerstoff und Wasserdampfgehalt verändert. Die chemischen Veränderungen laufen auf weitere Oxydation hinaus, sie werden an späterer Stelle besonders zu behandeln sein.

Nach ihrer Herkunft lassen sich flüchtige Bestandteile, die bei den vulkanischen Vorgängen eine Rolle spielen, in ihrer Allgemeinheit nach Daly in zwei Klassen einteilen.

I. Vadose oder phreatische Bestandteile.

Dieselben umfassen alle flüchtigen Stoffe, die aus der Atmosphäre oder dem Ozean, aber jedenfalls von der Oberfläche der Erde zur Tiefe gelangen und dort mit dem Magma in Berührung kommen. Unter diesen vadosen Stoffen nennt Lane „Konnate“ diejenigen, die bei der Bildung von Sedimenten von diesen eingeschlossen werden.

II. Magmatische Bestandteile.

Es sind flüchtige Bestandteile, die dem Magma selbst angehören. Dieselben können sein:

a) Juvenil magmatische, d. h. primäre Bestandteile, die aus der Tiefe zum ersten Mal an den Tag treten. Sei es, dass sie vom Magma selbst ausgehen oder von aus dem Magma erstarrten Gesteinen abgegeben werden.

b) Resurgent, d. h. vadoso oder konnate Fluida, die bei der Einschmelzung fester Gesteine vom Magma aufgenommen werden, ursprünglich von der Oberfläche stammen und nun ein zweites Mal mit dem Magma zu ihr zurückkehren. Derartige Emanationen können aber auch unmittelbar durch Absorption ohne Gesteinsschmelzung durch das Magma aufgenommen werden.

10. Schlussbetrachtung. Theorie der vulkanischen Explosion.

Es gilt nunmehr die Erfahrungen der vorigen Abschnitte auf das Problem des Vulkanismus anzuwenden, um zu einer Theorie der vulkanischen Explosionen zu gelangen.

Wenn reaktionsfähige Massen bei magmatischen Temperaturen, also in einem Temperaturgebiet von 1000—2000° der absoluten Skala oder von 727—1727° in gewöhnlicher Temperaturrechnung, längere Zeit bei konstantem Druck und Temperaturen nebeneinander verharren, so müssen sich zwischen ihnen Gleichgewichte eingestellt haben. In einem solchen Zustand ruht der chemische Umsatz, insofern sich keinerlei sichtbare Veränderungen in den Systemen vollziehen. Das chemische Gleichgewicht muss daher der Ausgangspunkt sein.

Kennen wir nun die Natur der magmatischen Gase bei einer Temperatur und einem Druck, so lassen sich die Gleichgewichte aller zwischen diesen Bestandteilen möglichen Verbindungen bei sämtlichen Temperaturen und Drucken berechnen, wenn die physikalisch-chemischen Konstanten bekannt sind. Die erste Bedingung ist erfüllbar, auch die zweite, wenn auch zurzeit nicht vollständig erfüllt. Die Zusammensetzung der flüchtigen Bestandteile im Moment der Eruption ist durch unmittelbares Auffangen zu ermitteln oder ist bei weitem bequemer durch Analyse der Gase der Gesteinsgläser zu bestimmen. Die glasige Erstarrung fixiert in gewisser Weise die Zusammensetzung der flüchtigen Magmabestandteile im Augenblick des Festwerdens, indem sie durch Steigerung der inneren Reibung dem Reaktionsverlauf ein Ziel setzt. Sind nun die möglichen Verbindungen und ihre Gleichgewichte oder mit anderen Worten, ihr Stabilitätsbereich aufgesucht, so hat man auch ein Bild der Vorgänge gewonnen, die sich jeder direkten Beobachtung entziehen. Diese Aufgabe zu lösen, fiel dem vorigen Abschnitt zu.

Der Stabilitätsbereich der verschiedenen Verbindungen liegt verschieden und ist ungleich gross. Wir haben Verbindungen wie HCl , H_2S , die ziemlich weit beständig sind. Andere wieder, wie Karbide und Stickstoffverbindungen, sind bei hohen Temperaturen und Drucken stabil und zerfallen in ihre Komponenten, wenn jene erniedrigt werden, wieder andere Verbindungen entstehen bei tieferer Temperatur und Druckentlastung.

Temperaturerniedrigung und mehr noch Druckentlastung sind mit dem Emporsteigen und Ausstossen des Magmas eng verknüpft.

Wir werden zwei Fälle unterscheiden müssen:

1. Die Temperatur- und Druckänderung tritt sehr allmählich ein. Alsdann haben die chemischen Systeme Zeit, sich durch Einstellen auf neue Gleichgewichte den veränderten äusseren Bedingungen anzupassen.

Der Gleichgewichtszustand bleibt gewahrt. Nicht stürmisch verlaufende Eruptionen, wie die des Kilauea, mögen sich solchen Bedingungen nähern.

2. Die Temperaturerniedrigung und Druckentlastung erfolgt so schnell, dass die Zeit zur Einstellung neuer Gleichgewichte nicht ausreicht. Die chemischen Systeme gelangen dadurch in einen instabilen Zustand, wie er auch bei Gesteinsgläsern vorliegt. Es setzen Reaktionen ein mit dem Ziel, das neue Gleichgewicht zu erreichen. Hierbei gewinnt die Reaktionsgeschwindigkeit eine grosse Bedeutung. Reaktionen, die unter Druckentlastung oder Temperaturerniedrigung exotherm, d. h. unter Wärmeentwicklung verlaufen, erfahren durch die hierbei erzeugte Wärme eine dauernd grösser werdende Reaktionsbeschleunigung, die schliesslich zur Explosion führt. Exotherm verlaufende Reaktionen instabiler Systeme liefern unter diesen Voraussetzungen die Stickstoff- und gewisse Kohlenstoffverbindungen. Durch dieselben Vorgänge werden auch die im Magma gelösten Gase in Freiheit gesetzt. Das Studium der magmatischen Gasgleichgewichte führt uns zur Erkenntnis der eigentlich treibenden Kräfte des Vulkanismus, das sind Temperatur- und Druckänderungen. Die Entgasung ist eine Begleiterscheinung des Emporsteigens von Magma, nicht ihre Ursache. Von Druck- und Temperaturänderungen hängen Kräfte ab, die noch andere dynamische Ausserungen in der Erde auslösen. Somit ist das Problem des Vulkanismus auf ein allgemeineres zurückgeführt, nämlich auf das der dynamischen Veränderungen der Erdkruste.

Literatur.

1. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. Stuttgart 1910. — Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 4. Aufl. Stuttgart 1905—1908.
2. J. P. Iddings, Igneous Rocks. Vol. I. New York 1909.
3. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. I—III. Leipzig 1893—1894, sowie zahlreiche andere Lehrbücher.
4. C. Doelter, Physikalisch-chemische Mineralogie. Leipzig 1905. — Handbuch der Mineralchemie. I. Dresden 1911.
5. J. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen. II. Christiania 1904. S. 3 enthält eine Zusammenstellung der bis 1904 ausgeführten Schmelzpunktsbestimmungen.
6. A. L. Day und Mitarbeiter, The Isomorphism and thermal Properties of the Feldspars. Washington 1905. 95 S. Tafel I—XXVI. — Die Kalkkieselreihe der Mineralien. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 26. 1908. S. 169—232. 4 Textbilder und Am. Journ. of Science IV. 22. 1906. S. 265—302.
7. E. T. Allen und Mitarbeiter, Minerals of the Composition $MgSiO_3$. A Case of Tetramorphism. Am. Journ. of Science IV. 22. 1906. S. 385—438. Diopsid and its Relations to Calcium and Magnesium Metasilicates. Am. Journ. of Science IV. 27. 1909. S. 1—47. 1 Tafel.

8. E. S. Shepherd und Mitarbeiter, The Binary Systems of Alumina, with Silica, Lime and Magnesia. Am. Journ. of Science IV. 28. 1909. S. 293—333.
9. A. L. Day u. R. B. Sosman, The Melting Points of Minerals in the Light of Recent Investigations on the Gasthermometer. Am. Journ. of Science IV. 31. 1911. S. 341—349.
10. C. Doelter, Die Silikatschmelzen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien. Math. naturw. Kl. Abt. I. 1906. S. 729—755. Tafel I—II. — Über die Schmelzpunkte der Silikate, ibidem. 1906. S. 1329—1346. Tafel I—II. — Die Schmelzpunkte sind an Kristallsplittern optisch mit dem Erhitzungsmikroskop ermittelt. Sie liegen im allgemeinen tiefer als die nach thermischen Methoden bestimmten Schmelzpunkte der Amerikaner. Die neueren Bestimmungen Doelters führen im Vergleich mit seinen älteren zu höheren Werten.
11. A. Brun, Recherches sur l'Exhalaison Volcanique. Genf 1911. Diese letzte Arbeit fasst die in zahlreichen Einzelpublikationen mitgeteilten Beobachtungen des Verf. zusammen und enthält S. 31—34 eine Zusammenstellung seiner meist mit Segerkegeln angestellten Schmelzpunktsbestimmungen. Die Werte sind sehr hoch. Besonders gross ist der Unterschied in der Olivingruppe, 1750° bei Brun, 1400° bei Doelter.
12. G. Mercalli, I Vulkani Attivi della Terra. Milano 1907. S. 169—171.
13. F. E. Wright u. E. S. Larsen, Quartz as a Geologic Thermometer. Am. Journ. of Science IV. 27. 1909. S. 420—447.
14. R. Marc, Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre. Jena 1911. — J. Königsberger, Umwandlungen und chemische Reaktionen in ihrer Verwendung zur Temperaturmessung geologischer Vorgänge. N. Jahrb. f. Min. B.B. 32. 1911. S. 101—103. — E. Boeke, Die Schmelzerscheinungen und die umkehrbare Umwandlung des Kalziumkarbonats. N. Jahrb. f. Min. 1912. I. S. 91—121.
15. J. A. Douglas, On Changes of Physical Constants, which take place in certain Minerals and Igneous Rocks, on the Passage from the Crystalline to the glassy state. The Quarterly Journ. Geol. Soc. 63. 1907. S. 145—161.
16. C. Doelter, Die Dichte des flüssigen und des festen Magmas. N. Jahrb. f. Min. 1901. II. S. 141—157.
17. C. Barus, The Fusion Constants of Igneous Rock. Part. II. The Contraction of Molten Igneous Rock on Passing from Liquid to Solid. Philos. Magaz. V. 35. 1893. S. 173—190. Tafel V.
18. C. Barus, High Temperature Work in Igneous Fusion and Ebullition. Bull. of the U. S. Geol. Survey 103. Washington 1893. S. 1—55. Plate I—IX. 3 Textfig., besonders Kap. II. S. 25—44.
19. J. Joly, On the Volumen Change of Rocks and Minerals attending Fusion. Scientific Transactions R. Dublin Society. Ser. II. 6. 1898. S. 283—304. Plate XVII u. XVIII.
20. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. II. Berlin 1883. S. 51—57 enthält eine Zusammenstellung der älteren Literatur über die Dichten der Kristalle, Gesteine und ihrer Gläser. Vergl. auch F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. I. Leipzig 1893. S. 680—684.
21. T. Mellard Reade, The Origin of Mountain Ranges. London 1886. Taylor u. Francis. S. 110.
22. R. A. Daly, The Mechanics of Igneous Intrusion. I—III. Am. Journ. of Science IV. 1903. 15. S. 269—298. 1903. 16. S. 107—126. 1908. 26. S. 17—50.
23. Fr. D. Adams u. E. G. Coker, An Investigation into the Elastic Constants of Rocks, more especially with reference to Cubic Compressibility. Am. Journ. of Science IV. Ser. 1906. 22. S. 100—121.

24. F. Loewinson-Lessing, Über eine mögliche Beziehung zwischen Viskositätskurven und Molekularvolumina bei Silikaten. *Zentralbl. für Min.* 1906. S. 289—290.

25. M. Delesse, Etudes sur le Metamorphisme. Deuxième Partie. Metamorphisme de la Roche éruptive. *Annales des Mines* 5. Sér. 13. 1858. S. 368—369.

26. J. W. Judd and G. Cole, On the Basaltglass (Tachylite) of the Western Isles of Scotland. *Quarterly Journ. Geol. Soc.* 39. 1883. S. 444—465.

27. H. Teall, *British Petrography*. London 1888. S. 185.

28. J. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen. I. u. II. Teil. Christiania 1903 u. 1904. Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. *Tscherm. Min. petr. Mitt.* N. F. 24. 1905. S. 437—542 und 25. 1906. S. 361—412. Diese beiden Arbeiten geben eine Zusammenfassung der Resultate der Vogtschen Arbeiten.

29. C. Doelter, Physikalisch-chemische Mineralogie. Leipzig 1905. — Petrogenesis. Braunschweig 1906. — Handbuch der Mineralchemie. Dresden 1911.

30. G. Tammann, Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig 1903.

31. A. Brun, Cristallisation du Quartz. *Archives des Sciences Physiques et Naturelles*. 4. Par. XXV. Genf 1908. S. 610.

32. A. Harker, *The Natural History of Igneous Rocks*. London 1909.

33. R. Th. Chamberlin, Gases in rocks. Contributions to cosmogony and the fundamental problems of geology. Washington 1908. Publication of the Carnegie Institution.

34. A. Gautier, Origines de l'hydrogène atmosphérique. *Compt. R.* 131. 1900. S. 647—652. — Produits gazeux dégagés par la chaleur de quelques roches ignées. *Compt. R.* 132. 1901. S. 58—64. — Sur l'existence d'azotures, argonures, arsénures et jodures dans les roches cristallines. *Compt. R.* 132. 1901. S. 932—938. — Production de l'hydrogène dans les roches ignées. *Compt. R.* 132. 1901. S. 189 bis 194. — Origines des eaux thermales sulfureuses, sulfosilikates et oxysulfures dérivés des silikates naturelles. *Compt. R.* 132. 1901. S. 740—748. — Theorie des Volcans. *Bull. Soc. Belge de Géol.* 1903. XVII. 555—562. — La Genèse des eaux thermales et ses rapports avec le volcanisme. *Ann. d. min.* 10. Mém. 9. 1906. S. 316—370. — Action de l'hydrogène sulfuré sur quelques oxydes métalliques et métalloïdiques. Application aux phénomènes volcaniques et eaux thermales. *Comp. R.* 143. 1906. S. 7—12. — Action de l'oxyde de Carbon au rouge sur le vapeur d'eau et de l'hydrogène sur l'acide carbonique. Application des ces Reactions à l'étude des phénomènes volcaniques. *Compt. R.* 142. 1906. 1382—1387.

35. A. Brun, Recherches sur l'Exhalaison volcanique. Genf 1911. Diese Arbeit fasst die bisher in Einzelpublikationen veröffentlichten Resultate zusammen und enthält eine Zusammenstellung der Literatur dieses Autors.

36. O. Stutzer, Über Pechsteine von Meissen. *Monatsb. d. Deutsch. Geol. Ges.* 62. 1910. S. 102—113.

37. A. Sauer, Über Pechstein von Meissen und Felsitporphyr von Dobritz. *Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges.* 62. 1910. S. 695—716.

38. C. Barus, Remarks on colloidal glass. *Am. Journ. of Sc.* IV. Ser. 6. 1898. S. 270. IV. Ser. 9. 1900. S. 161—175. — Die Einwirkung des Wassers auf heisses Glas. *Phys. Zeitschr.* 1. 1899. S. 3.

39. E. Suess, Über heisse Quellen. 74. Versammlung Deutscher Naturf. u. Ärzte zu Karlsbad 1902.

40. A. Wichmann, Der Vulkan der Insel Una-una (Nang-una) im Busen von Tomini, Celebes. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 54. 1902. S. 144—158.

41. W. A. Wahl, Beiträge zur Chemie der Meteoriten. Zeitschr. f. anorg. Chemie 69. 1911. S. 52—96.
42. W. Nernst, Theoretische Chemie. 6. Auflage. Stuttgart 1909.
43. Haber, Thermodynamik technischer Gasreaktionen. München, Berlin 1905.
44. R. Marc, Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre und ihre Anwendung auf die Probleme der Mineralogie, Petrographie und Geologie. Jena 1911, und andere Lehrbücher der physikalischen Chemie.
45. W. Nernst, Über die Berechnung chemischer Gleichgewichte aus thermischen Messungen. Göttinger Nachrichten Math. phys. Kl. 1906. S. 1—40.
46. Die chemischen Daten zu dem Abschnitt Gasreaktionen sind, wo keine anderen Quellen angegeben, dem Handbuch von Abegg entnommen. — R. Abegg und Fr. Auerbach, Handbuch der anorganischen Chemie. Bände II₁, II₂, III₁—III₃. Leipzig 1905—1909.
47. C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie I. Dresden 1911. S. 548.
48. K. Vogel von Falckenstein, Das Gleichgewicht des Deaconprozesses. Zeitschr. f. phys. Chemie. 59. 1907. S. 313—335.
49. Bunsen, Über vulkanische Exhalationen. Schles. Ges. 1852, Mai 3. Ref. Neues Jahrb. f. Min. 1852. S. 501—503. — J. Stocklasa, Untersuchungen über den Ursprung des Ammoniak in den Produkten der Vesuveruption im April 1906. Zentralbl. f. Min. 1907. S. 161. — P. D. Quensel, Untersuchungen an Aschen, Bomben- und Laven des Ausbruches des Vesuv 1906. Zentralbl. f. Min. 1906. S. 497—505. — Th. Wegner, Über das Vorkommen des Salmiaks bei vulkanischen Eruptionen. Zentralbl. f. Min. 1907. 21. S. 662—666 enthält eine Übersicht über die ältere Literatur. — E. Sommerfeldt, Über den Ursprung des Ammoniaks der Laven. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Monatsber. 59. 1907. S. 193—195.
50. E. Baur, Systeme aus Kieselsäure und Flusssäure. Zeitschr. f. phys. Chem. 48. 1904. S. 483—503.
51. O. Goecke, Der elektrische Vakuumofen und seine Verwendung. Inauguraldissertation. Danzig 1911. Auch Zeitschr. f. Metallurgie 8. 1911, S. 456.
52. Haber, Thermodynamik (vgl. Nr. 43) S. 126—128.
53. Baur und Glässner, Gleichgewichte der Eisenoxyde mit Kohlenoxyd und Kohlensäure. Zeitschr. f. phys. Chem. 43. 1903. S. 354.
54. A. Rossel, Une cause possible des éruptions volcaniques. Ecl. geol. Helv. 7 (4). 1903. S. 355—357.
55. v. Wartenberg, Über das Cyan, Cyanwasserstoff und Azetyleneleichgewicht. Zeitschr. f. anorg. Chem. 32. 1907. S. 299.
56. Scacchi, N. J. f. Min. 1888. II. S. 131.
57. Weiss und Engelhardt, Zeitschr. f. anorg. Chemie. 65. 1910. S. 38.
58. Haber und Le Rossignol, Ber. d. Deutsch. chem. Ges. 40. S. 2144.
59. F. Jost, Über das Ammoniakgleichgewicht. Zeitschr. f. anorg. Chem. 57. 1908. S. 414—430.
60. G. Preuner, Das Gleichgewicht zwischen Eisen, Eisenoxyduloxyd, Wasserstoff und Wasserdampf. Zeitschr. f. phys. Chemie 47. 1904. S. 385—417.
61. G. Preuner, Zeitschr. f. anorg. Chemie 55. 1907. S. 279.

4. Kapitel.

Die Magmazonen.

In dem zweiten Kapitel wurden die physikalischen Verhältnisse der Magmazonen behandelt; auf ihre stoffliche Natur wurde nicht dabei eingegangen. Die Zunahme der Temperatur mit der Tiefe und nicht zuletzt die vulkanischen Erscheinungen selbst zwingen zur Annahme einer nicht kristallisierten Magmazonen unter der kristallisierten äusseren Erdkruste. Ob dieselbe flüssig im gewöhnlichen Sinn oder infolge der Zusammenpressung riege wie Glas oder Pech sich verhält, ist für das vorliegende Problem von geringer Bedeutung. Diese Magmazonen ist das eigentliche Ursprungsgebiet der vulkanischen Erscheinungen. Von ihr gehen dieselben aus, oder bis hierhin lassen sie sich schliesslich mit ihren Wurzeln zurückverfolgen.

Die Magmazonen ist jeder unmittelbaren Beobachtung entrückt. Sie kann nur aus den aus der Tiefe heraufkommenden Signalen erschlossen werden. Bei der Unvollkommenheit derselben und dem Fehlen der unmittelbaren Beobachtung wird das Bild, das wir uns von ihr entwerfen können, naturgemäss sehr hypothetisch sein. Die anstehenden Eruptivgesteine projizieren in gewisser Weise die Magmazonen auf die Oberfläche. Mit Hilfe der vergleichenden Petrographie eröffnet sich eine Möglichkeit, auch die stoffliche Zusammensetzung dieser Zone zu ergründen. Dabei bleibt zu bedenken, dass dieses Projektionsbild das Objekt nicht ohne Verzerrung wiedergibt. Die Eruptivgesteine zeigen eine sehr grosse stoffliche Mannigfaltigkeit, sie haben, bis sie zur geologischen Gestaltung gelangt sind, sehr verschiedene Schicksale und Veränderungen erlitten. Die hierbei wirksamen Faktoren zu ergründen, wird eine der Aufgaben dieses Abschnittes sein.

Suess (1) folgt in seiner Gliederung der Tiefe einer Parallelen von Daubrée. Die in den Sammlungen aufbewahrten Meteoriten können, ihrer Dichte nach geordnet, ein Bild der stofflichen Zusammensetzung auch der Erde geben. Um einen Kern von Nickeleisen folgen die Palla-

site und Mesosiderite, dann die Steine, die im wesentlichen aus Magnesia-silikaten (Olivin und Pyroxen) sich aufbauen, ferner die Eukrite (Plagioklas und Pyroxen), die den irdischen Gabbro- oder Basaltmagmen entsprechen, und endlich die sauren Feldspatgesteine, deren meteorische Vertreter nach F. S u e s s die Tektite, die Glasmeteorite, sein könnten.

Diese Parallele hat durch die Wiechertschen Berechnungen des Eisenkerns der Erde eine grössere Berechtigung erfahren.

Die äusserste Schale der Erde ist salischer (Si-Al) Zusammensetzung. Soweit die Aufschlüsse in der Erdrinde reichen, herrscht diese Zone. Die Stratosphäre gehört ganz der salischen Hülle an, sind doch die Sedimente in erster Linie Umlagerungsprodukte salischer Gesteine, wie Gneis und Granit. Wie tief diese salische Hülle reicht, ist nicht sicher festzustellen, jedenfalls nimmt sie im Vergleich zur Masse der Erde nur einen unbedeutenden Anteil an ihrer Zusammensetzung. Auf die salischen Magmen folgen die spezifisch schweren simischen (Si-Mg) Magmen. Die diesen Magmen entsprechenden Gesteine sind Gabbros, Diabase resp. Basalte und tiefer die feldspatfreien Peridotite mit ihrer eigenen Erzgefolgschaft von Ni und Pt.

D a l y (1a) schliesst aus der grossen Verbreitung der basaltischen Massenergüsse, dass in der postarchaischen Zeit gabbroide bzw. basaltische Magmen in universeller Verbreitung die feurigflüssige Unterlage der festen Erdrinde bilden. Auch der Boden unserer heutigen Weltmeere besteht nach ihm aus derartigen Laven. Magmen anderer Beschaffenheit, vor allem granitische, entstehen durch Aufzehrung der salischen Hülle und darauf folgende Differentiation, d. h. Trennung in Teilmagmen verschiedener Zusammensetzung. Da die salische Hülle spezifisch leichter ist, vermag sie auf der flüssigen Basaltunterlage zu schwimmen. Die feste Rinde kann sich an der Oberfläche behaupten und sinkt nicht wie im Anfangsstadium eines sich abkühlenden Planeten in der flüssigen Masse unter. Wenn dieses richtig wäre, so würde die salische Hülle heute bereits ganz ausserhalb der Magmazone liegen und die Erstarrung und Kristallisation bereits lange die simische Zone erreicht haben.

Kaum auf einem anderen Gebiet gehen die Ansichten so weit auseinander, als gerade in der Frage der Herkunft der Eruptivgesteine und Laven.

Es ist daher eine Zusammenstellung der verschiedenen Theorien über den Ursprung der Laven lehrreich, da sie gleichzeitig die Faktoren anzeigt, die umgestaltend und verändernd auf das ursprüngliche Magma einwirken. Ich werde mich hierbei im wesentlichen an die Zusammenstellung, die C h a m b e r l i n (2) in seiner Geologie gegeben hat, halten.

1. Alle Laven sind primäre Teile des feurigflüssigen Erdinneren. Ihre Verschiedenheit ist teils auf den Differen-

tiationsprozess zurückzuführen, der das Stammagma in Teilmagmen zerlegt oder durch Absonderung gewisser Bestandteile verändert, teils von Anfang an vorhanden gewesen, indem die Erde als ein schlecht gemischter, stofflich inhomogener Körper aufgefasst wird, wie dies von Ampferer (3), Bergeat (4) u. a. geschieht.

Bei einer derartigen inhomogenen stofflichen Anordnung darf man keine Gesetzmässigkeiten zwischen dem Auftreten bestimmter Eruptivgesteine und ihrer Eruptionsfolge und tektonischen Vorgängen der Erde erwarten. Die geographische Verteilung der Eruptivgesteine wird keine Regeln zeigen dürfen, da sie von zufällig im Untergrund vorhandenen Schlieren abhängt, die verschieden beschaffene Stammmagmen liefern. Andererseits kann die Frage aufgeworfen werden, ob diese Inhomogenität nicht vielleicht erst die Folge der Bewegungen innerhalb der Umarbeitungszone ist.

Bei dieser Annahme sind zwei weitere Fälle zu unterscheiden:

a) Das Magma ist der unmittelbare Ausfluss der schmelzflüssigen Teile des Erdinnern, der Magmazonie. In diesem Fall sollte man erwarten, dass das Gezeitenphänomen irgendwelchen Einfluss auf die vulkanischen Ausbrüche ausüben muss. Eine derartige Beziehung hat sich nicht auffinden lassen. Es ist schwer zu verstehen, wie bei einer solchen Annahme die Vulkanbaue so ausserordentlich in ihrer Höhe differieren können. Ferner zeigen sich vielfach benachbarte tätige Vulkane in ihren Ausbrüchen vollständig unabhängig voneinander, wie z. B. Ätna und Vesuv. Ganz besonders auffällig ist die Unabhängigkeit der beiden Hawaivulkane Mauna Loa und Kilauea. Der ständig tätige Lavasee des letzteren Vulkans liegt in einem fast 3000 m tieferen Niveau. Bei einer inneren Verbindung beider Vulkane müsste nach den hydrostatischen Gesetzen der tiefere Vulkan überfließen; die Lavasäule des höheren Nachbarn würde nie den Kraterrand erreichen können. Gleichwohl kommen Fälle des Synchronismus zwischen Ausbrüchen nahe beieinander gelegener Vulkane vor, wie in neuerer Zeit die Eruption des Mt. Pelé und der Soufrière auf St. Vincent.

b) Die Lava entstammt abgegrenzten Vulkanherden oder Magmabässins innerhalb der festen Kruste. Diesen Herden wird gewöhnlich eine peripherische Lage in der Erdkruste zugeschrieben. Namentlich war es Stübel, der diese Ansicht ausgebaut hat. Der Vulkanherd ist örtlich umgrenzt und steht nicht mit der Magmazonie in Verbindung, er ist der Rest des alten Vulkanismus, der mit seinen massenhaften Ergüssen die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde mit einer vulkanischen Panzerdecke umgeben hat. Der Vulkan wird von einem lokalen peripherisch gelegenen Herd gespeist, der als unverfestigter Rest aus jener Zeit noch übrig geblieben ist. Seine

Tätigkeit dauert gerade so lange, bis sich sein Herd erschöpft hat, dann kommt sie für alle Zeiten zur Ruhe (5—8). Man hat die Grösse des Herdes und seine Tiefe zu berechnen gesucht. Allein, abgesehen von der Unmöglichkeit, das Volumen des von einem Vulkan während seiner Lebensdauer oder in einem bestimmten Abschnitt geförderten Materials auch nur einigermaßen richtig zu schätzen, beruhen derartige Rechnungen auf einer falschen Basis, nämlich, dass das ausgestossene Material, entsprechend der Stübel'schen Annahme, gleich ist dem Betrage der Volumenvergrösserung während des Abkühlungsprozesses.

Auch die Berechnungen der Tiefe des Herdes, wie die von de Lorenzo, die von einer Massenschätzung ausgehen, können wegen der mangelnden Unterlagen zu keinem sicheren Resultat führen.

Wenn auch die Annahme in der Stübel'schen Fassung unhaltbar ist, so sprechen doch eine Reihe von Tatsachen für peripherisch gelagerte, lokalisierte Herde, die vielleicht wieder von Reservoiren zweiter Ordnung gespeist werden, die ihrerseits wieder mit grösseren Magmaherden und schliesslich mit der Magmazone in Verbindung stehen.

Hierfür spricht vor allem die Tatsache, dass in lokal begrenzten vulkanischen Gebieten (9) die Temperatur sehr viel schneller mit der Tiefe zunimmt, als es sonst gewöhnlich der Fall ist. Aber selbst mit der Annahme lokalisierter Herde lösen sich die Schwierigkeiten nicht völlig.

Es bleibt nur mehr ein zweiter Weg offen, den Laven ganz oder teilweise eine sekundäre Entstehung zuzuschreiben.

2. Die Laven sind ganz oder teilweise sekundärer Entstehung.

a) Eruptionsfähige Lava entsteht durch Vordringen von Wasser und Gasen der Atmosphäre bis zum heissen Magma. Der Wasserdampf besitzt die Eigenschaft, den Schmelzpunkt der Gesteine herabzusetzen und auf diese Weise erupsionsfähige Lava zu schaffen. Das Wasser muss, ehe es sich mit dem Magma vereinigen kann, Dampfform annehmen. Dass Wasserdampf von aussen durch Poren, Spalten und kapillare Räume im Gestein bis zum Magma vordringen kann, wird aus einem Versuch von Daubrée (10) entnommen, welcher ein mit einem Manometer versehenes Gefäss durch eine Sandsteinplatte schloss. Auf die Sandsteinplatte brachte er Wasser und erhitze das Gefäss. Es liess sich nun am Manometer beobachten, wie der Wasserdampf durch den Sandstein hindurch diffundierte. Das Wasser beschreibt nach dieser Hypothese einen Kreislauf. Meereswasser dringt bis zu grösseren Tiefen ein, verwandelt sich in Dampf, wird vom Magma absorbiert und durch die vulkanische Eruption der Atmosphäre und dem Ozean zurückgegeben.

Die häufige Lage der Vulkane in Meeresnähe scheint dieser Theorie, die auch heute noch zahlreiche Anhänger besitzt, eine gewisse Stütze zu geben. Allein es gibt Vulkane, die recht weit ab vom Meere liegen und trotzdem Ausbrüche machen. Ganz abgesehen von den physikalischen Schwierigkeiten, die bei dieser Theorie zu überwinden sind, haben die Brunschen Untersuchungen gezeigt, dass Wasserdampf gar nicht das Hauptprodukt des Vulkans ist. Wenn auch die Bestandteile des Wassers im Magma vorhanden sind, so schliesst doch die chemische Eigentümlichkeit des sauerstoffarmen Magmas die Bildung grosser Quantitäten von Wasserdampf aus. Es erübrigt sich daher ein näheres Eingehen auf diese Theorie.

b) Eruptionsfähige Laven entstehen durch Druckentlastung. Die Bedingung für eine Schmelzung der Gesteine durch Druckentlastung ist, dass ihre Temperatur sehr nahe dem Schmelzpunkt liegt. Nur wenn das Volumen des Kristalls kleiner ist als das seiner Schmelze, kann eine Druckentlastung den Schmelzpunkt erniedrigen. Die Schmelzpunktsverschiebung durch Druck ist im allgemeinen gering. Diese Bedingungen sind für silikatische Magmen erfüllbar. Druckentlastungen ganzer Rindenstücke werden erzeugt durch die Denudation; bei Faltungsvorgängen und Überschiebungen treten an bestimmten Stellen, wie unter einem Antiklinalgewölbe, Entlastungen ein, ferner bei zerrenden Dislokationen. Bei derartigen Hypothesen rückt das tektonische Moment in den Vordergrund, und gesetzmässige Beziehungen zwischen der Vulkanverteilung und dem tektonischen Bau des Untergrundes müssen bestehen.

Abgesehen davon, dass die Schmelzpunktsverschiebung durch Druck nur sehr klein ist, hält in einem durch Denudation entlasteten Rindenstück die Abkühlung mit dem Substanzverlust Schritt. Die zu erwartenden Effekte sind nicht gross genug, um die vulkanischen Erscheinungen in ihrer Gesamtheit zu erklären.

Endlich hat Brun (11) gezeigt, dass die toten Gesteine, d. h. völlig auskristallisierte, durch einen einfachen Schmelzprozess nicht wieder zu vulkanischem Leben erweckt werden können. Es sei denn, dass Gasmasen von neuem hinzutreten.

c) Die zur Schmelzung der Laven erforderliche Wärme wird durch den Zermalmungsprozess der Gesteine unter Druckkräften erzeugt. Mallets Hypothese.

Mallet (12) erklärt die Wärme, aus der die vulkanische Tätigkeit der Erde sich gegenwärtig herleitet, in der festen Erdrinde lokal erzeugt durch Umsetzung der mechanischen Arbeit bei der Zusammendrückung der Rinde. Die Malletsche und ähnliche Theorien sind von verschiedenster Seite bekämpft und in ihrem Kernpunkt widerlegt wor-

den. Ihr widerspricht die Verteilung der Vulkane. Man sollte danach Vulkane dort erwarten, wo die Zusammendrückung am stärksten ist, das Gegenteil ist der Fall.

d) Die Lava wird dem Einschmelzen bei Depressionen von Rindenstücken zugeschrieben. In den Geosynklinalen findet durch starke Sedimentation eine zunehmende Belastung der Rindenstücke statt, die dadurch entsprechend hinabtauchen. Umgekehrt ist damit ein Hinaufsteigen der Geoisothermen verknüpft. Die unteren Teile werden eingeschmolzen und liefern die Laven.

Allein auch hiermit ist die geographische Verteilung der Vulkane nicht erklärt. Diese Annahme weist jedoch auf einen wichtigen Faktor, die Assimilation, d. i. das Einschmelzen heterogenen Materials hin.

e) Die vulkanischen Erscheinungen werden durch einen nach auswärts gerichteten Abfluss der Wärmequelle der Tiefen erzeugt. Die neueren Vulkantheorien greifen mit besonderer Vorliebe auf derartige Annahmen zurück. So sagt z. B. Brun (13), dass der vulkanische Paroxysmus durch lokales Aufsteigen der Geoisothermen bedingt und ausgelöst wird, sobald der ExploSIONSPUNKT des betreffenden Magmas erreicht ist. Eine Lokalisation der Wärme auf bestimmte Stellen ist aber ohne einen Träger der Wärme nicht gut denkbar. Die juvenilen Gase sind als Wärmebringer anzusehen. Sie wirken aufschmelzend. Nach dieser Richtung hat E. Suess (14) die Emanationstheorien seiner Vorgänger weiter ausgebaut. Der Vulkanismus ist eine Erscheinung planetarer Entgasung, alle Laven sind als Rekakte aufzufassen, d. h. als Produkte der Wiederaufschmelzung durch heisse Gase. Wenn auch die Gase eine grosse Rolle bei diesen Vorgängen spielen, so darf man andererseits dieselbe nicht überschätzen.

Diese kurze Zusammenstellung zeigt, dass die Probleme der Differentiation, der Einschmelzung oder Assimilation, die Gesetzmässigkeiten in der Verteilung der Eruptivgesteine und Vulkane und ihre Beziehungen zu den tektonischen Vorgängen in der Erdkruste erst geklärt sein müssen, ehe man an eine Beantwortung der Grundfragen nach dem ur-eigentlichen Wesen des Vulkanismus denken kann.

Die Petrographie hat seit Einführung der mikroskopischen Untersuchungsmethoden eine ungeheure Fülle von Einzelbeobachtungen zusammengetragen. Es hat auch nicht an Versuchen gefehlt, diese Summe von Erfahrungen zu einem petrographischen System zu verarbeiten. Was wir bis jetzt an brauchbaren Systemen besitzen, sind künstliche, meist qualitative. Das Gestein wird durch seine qualitative Mineralzusammensetzung unter Zuhilfenahme seiner Struktureigentümlichkeiten und chemischen Zusammensetzung, wie sie die Bauschanalyse angibt,

Die petrographische Klassifikation.

charakterisiert, dabei ist der Spielraum für die Fixierung des einzelnen Gesteinsbegriffes mitunter ein recht weiter, und es herrscht häufig genug unter den Autoren über seine Stellung wenig Übereinstimmung. Für exakte Gesteinsvergleichen reicht ein derartiges System nicht aus. In neuerer Zeit ist man aus dem Wunsche nach schärferer Fixierung heraus dazu übergegangen, die qualitativen Systeme durch quantitative zu ersetzen (15). In dieser Richtung bedeutet das Osannsche System (16) zweifellos einen erheblichen Fortschritt, weil es Rücksicht auf die Mineralzusammensetzung nimmt und nur mit Hilfe der chemischen Analyse die quantitative Ordnung gewisser Bestandteilsgruppen anstrebt.

Am radikalsten gingen die amerikanischen Petrographen vor (17). Aus der Erwägung, dass die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine in den weitesten Grenzen schwankt, die einzelnen Gesteinsklassen durch Übergänge miteinander verbunden sind, geben sie die Hoffnung, ein natürliches Gesteinssystem zu erlangen, auf. Sie rechnen die chemische Bauschanalyse auf willkürlich gewählte Standardminerale um, die allerdings sich an die gesteinsbildenden Mineralien anlehnen, aber kein Bild von der tatsächlichen Mineralzusammensetzung geben und geben wollen. Sie sollen nur die wenig übersichtlichen Verhältnisse der Analyse durch Zusammenfassung anschaulicher machen.

Das Verhältnis der silicischen (Si-Al) zu den femischen (Fe-Mg) Bestandteilen bestimmt die Klasse, in ähnlicher Weise wird die Unterklasse, Ordnung und Unterordnung durch Verhältnisse gewisser Standardmineralgruppen zu einander festgelegt. Rang und Unterrang ist durch die relativen Mengen von Oxyden gegeben. Die Namengebung bricht mit jeder Tradition und wird einer geographischen Bezeichnung entlehnt und durch Anhängen eines bestimmten Suffixums variiert.

Die mineralogische Zusammensetzung eines Gesteins aber ist, wie gezeigt wurde, nicht allein abhängig von der chemischen. Eine Reihe anderer, von aussen hinzutretender Bildungsfaktoren übt einen Einfluss. Die mineralogische Einteilung ist demnach die umfassendere und empfindlichere. Insofern bedeutet das amerikanische Prinzip, wenn es auch quantitativ ist, keinen Fortschritt den älteren qualitativen Systemen gegenüber, die auf der Mineralzusammensetzung basieren.

Das amerikanische System drückt die Verhältnisse der chemischen Analyse durch eine Kunstsprache aus. Es reisst alle natürlichen Beziehungen auseinander. Für vergleichende Zwecke ist es schon deshalb nicht brauchbar. Ebenso wenig wie eine komplizierte organische Verbindung allein durch die Elementaranalyse charakterisiert werden kann, kann auch das Gestein nicht allein durch seine chemische Zusammensetzung bestimmt werden. Die mineralogische Zusammensetzung bringt neben der chemischen auch noch die anderen Gestaltungsbedingungen

zum Ausdruck. Quantitative Systeme müssen sich daher unter Anlehnung an die althergebrachten Bezeichnungen nur auf den tatsächlich vorhandenen Mineralbestand stützen.

Eine quantitative Berechnung der mineralogischen Zusammensetzung mit Hilfe der chemischen Analyse wäre bereits heute mit einer gewissen Annäherung möglich.

Vergleicht man die Eruptivgesteine einer bestimmten Gegend, die nach der Art ihres Vorkommens und dem Alter ihrer Eruption eine Einheit bilden, so entdeckt man bestimmte gemeinsame Züge, die sich teils in Führung bestimmter Mineralien, teils in gewissen übereinstimmenden chemischen Eigenarten äussern. Dass man nach analogen petrographischen Merkmalen geognostische Bezirke abgrenzen kann, hatte bereits *Vogelsang* (19) im Jahre 1872 erkannt. *Schärfer* fixierte *Judd* (20) 1880 den Begriff der „petrographischen Provinz“. Er erkannte, dass das tertiäre Basaltgebiet von Antrim, der inneren Hebriden, Faröerinseln mit Island eine gemeinsame Provinz bildet und machte auf den Unterschied zwischen den vulkanischen Gebieten des Karpathenbogens in Ungarn und dem böhmischen Mittelgebirge, der Auvergne und Italien aufmerksam. *Iddings* (17) fasst die gemeinsamen Merkmale der Gesteine einer petrographischen Provinz als Zeichen einer gemeinsamen Abstammung von ein und demselben Stammagma auf und nannte sie deshalb blutsverwandt. In ähnlichem Sinn spricht *Washington* (21) von komagmatischen Regionen. So zeigen z. B. die jüngeren Eruptivgesteine von Montana und Kolorado Alkalien im gleichen Verhältnis oder ein Überwiegen des Kali, während in Westtexas und Arkansas Natron vorherrscht. Die Provinz des böhmischen Mittelgebirges ist basisch und gehört der Natronvormacht an. Nephelin ist hier das Leitmineral. Die mittellitalienische Vulkanprovinz, welcher der Vesuv angehört, ist ein Gebiet der Kalivormacht und infolgedessen der Leuzitgesteine. Die andesitischen Gesteine der ostasiatischen Randbögen sind besonders durch den Gehalt an rhombischem Augit ausgezeichnet. Die Merkmale von Blutsverwandtschaft sind nicht allein auf den letzten grossen tertiären Vulkanzyklus (22) beschränkt, sondern auch unter den älteren Eruptivgesteinen nachweisbar. Eine ausgesprochene Nephelinprovinz bildet das devonische Eruptivgebiet von *Christiania*. Noch älter, und zwar postkambrisch, wahrsch. Unter-Silur (*Ordovician*), sind die Nephelinsyenite im nordwestlichen Schottland. Für den Vulkanismus gewinnen die petrographischen Provinzen erst grössere Bedeutung durch *Beckes* (23) vergleichende Studien zwischen dem Eruptivgebiet der Anden und dem böhmischen Mittelgebirge. Fast gleichzeitig und unabhängig davon gelangt *Prior* (24) zu ähnlichen Resultaten. *Beckes* erkannte in diesen beiden extrem verschiedenen Pro-

Petrographische Provinz.
Blutsverwandtschaft der Gesteine.

Atlantische und pazifische Magmen.

vinzen die Vertreter zweier grosser Gesteinsfamilien (Sippen), die er die atlantische und pazifische nannte. Die erstere umgibt den atlantischen Ozean, ihr gehört das böhmische Mittelgebirge an. Die letztere umrahmt den pazifischen Ozean und umfasst vor allem die andesitischen Eruptivgesteine der Anden und der Randbögen. Von ganz besonderer Tragweite ist seine Feststellung, dass in der Gegenwart atlantische Magmen an Gebiete vertikaler Dislokationen, Verwerfungen, Grabenbrüche usw., die pazifischen dagegen an Faltungszonen geknüpft sind.

Eine Zweiteilung der Eruptivgesteine lässt sich nach chemischen und mineralogischen Gesichtspunkten durchführen und findet sich in den verschiedenen Systemen wieder. Rosenbuschs (25) foyaitisch-theralithische Reihe, Iddings (17) alkalische Gruppe entsprechen den Gesteinen der atlantischen Gauverwandtschaft, während die pazifische Sippe durch die granitodioritische Reihe bei Rosenbusch und durch die subalkalische Gruppe bei Iddings wiedergegeben wird. Eine Zweiteilung, die sich mit der vorigen nicht ganz deckt, macht Michel Lévy (26), indem er das „Magma alcalin“ vom „Magma ferromagnesien“ scheidet.

Die charakteristischen Merkmale der atlantischen und pazifischen Gesteine.

1. Chemische Charakteristik.

Die Gesteine der atlantischen Gauverwandtschaft sind relativ reicher an Alkalien und ärmer an Kalk, Eisen und Magnesia, falls man Gesteine gleicher Kieselsäurestufe miteinander vergleicht.

Die pazifische Sippe ist ausgezeichnet durch relativ hohen Kalk-, Eisen- und Magnesiagehalt.

Gesättigte Gesteine der atlantischen Provinz werden in der Bauschanalyse einen höheren SiO_2 -Gehalt aufweisen müssen als die entsprechenden der anderen Reihe, da die Alkalifeldspate und ihre Vertreter mehr Kieselsäure binden, als die Eisen-, Magnesia- und eventuell auch die Kalkverbindungen.

In beiden Reihen findet man saure und basische Vertreter. Letztere überwiegen in der atlantischen Sippe.

Becke ordnete die gesteinsbildenden Elemente nach steigendem Atomgewicht in die Reihe: Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Fe und wies darauf hin, dass die pazifischen Gesteine reicher an leichten Elementen zu sein scheinen als die atlantischen, demnach würden die letzteren aus grösserer Tiefe stammen. Dabei muss berücksichtigt werden, dass die beiden petrographischen Provinzen, die Anden und das böhmische Mittelgebirge,

an denen der Vergleich vorgenommen wurde, Gesteine von durchschnittlich verschiedener Kieselsäurestufe umfassen.

2. Mineralogische Merkmale.

Die atlantischen Gesteine sind ausgezeichnet durch Alkalifeldspate, die sowohl in sauren, intermediären und basischen Typen zu finden sind, z. B. Mikroperthit, Kryptoperthit (Anorthoklas) sind häufig. Die Feldspatvertreter Nephelin und Leuzit, Sodalith, unter den dunklen Bestandteilen Alkalipyroxene und Alkalihornblenden, wie Ägirin, Ägirinaugit, Arfvedsonit, Riebeckit, Rhönit, sind Leitminerale¹⁾ der atlantischen Reihe. Glimmer ist häufig in sauren und basischen Gesteinen. Die pazifische Sippe besitzt Alkalifeldspate nur in den sauren Gesteinen, in basischen fehlen sie dagegen ganz. An ihre Stelle tritt der Kalknatronfeldspat, der einen kleinen Kaligehalt isomorph aufnehmen kann. Die Kalknatronfeldspate zeigen gern eine Neigung zur Zonarstruktur. Feldspatvertreter fehlen. Die dunklen Bestandteile sind rhombische und monokline Augite, letztere teils diopsidischer Natur, teils sesquioxydhaltig, ferner entsprechende Hornblenden, in den sauren Typen auch Glimmer.

Ganz allgemein sind die atlantischen Gesteine lichter gefärbt als die pazifischen. Man hat vermutet, dass die pazifischen Gesteine gasreicher seien als die atlantischen. Eine Durchsicht der im vorigen Kapitel mitgeteilten Gasanalysen lässt keine derartigen Beziehungen erkennen. Eine besondere Wichtigkeit besitzt die Frage nach dem spezifischen Gewicht der beiden Reihen.

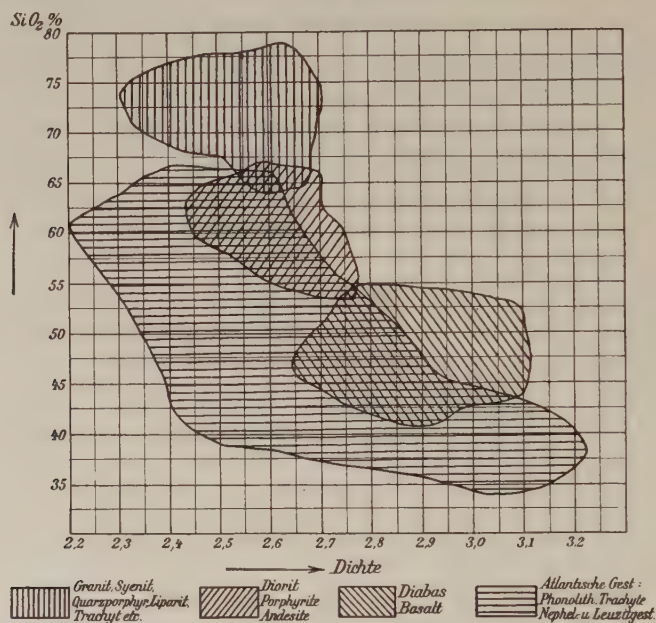
In dem Diagramm Fig. 16 sind aus der Osannschen Analysensammlung die Dichten der Gesteine in ihrer Abhängigkeit vom Kieselsäuregehalt der Bauschanalyse dargestellt und die Felder, in denen sich die Projektionspunkte für die verschiedenen Gesteinsgruppen häufen, durch verschiedene Schraffierung abgegrenzt. Es zeigt sich folgendes Bild:

Die untere Grenze des spezifischen Gewichts ist durch die reinen Gläser jeder Gruppe bestimmt und da dieselben selten ohne Einsprenglinge vorkommen, nicht charakteristisch; anders ihre obere Grenze. Die Granite, Syenite, Quarzporphyre, Liparite, Alkalikalktrachyte umfassen die salischen Gesteine. Eine Trennung in atlantische und pazifische Sippen lässt sich hier nicht vornehmen. Zu einer weiteren Gruppe wurden die eigentlichen pazifischen Gesteine, Diorite, Por-

¹⁾ Harker (18) führt ausserdem den Melilith auf. Melilith scheint eher ein Mineral des endogenen Kontakts zu sein und seine Entstehung der Assimilation von Kalkstein zu verdanken. Vgl. M. Weber, Metamorphe Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen. Sitz.-Ber. Kgl. bayr. Akad. d. Wiss. Math. phys. Cl. 1910. 13. Abh. 38. S.

phyrite und Andesite vereinigt. Abgesehen von den basischen Gliedern, die etwas schwerer sind, ist das spezifische Gewicht das gleiche. Merklich schwerer sind Gabbro, Diabas, Melaphyr und Basalt, die zu einem Feld zusammengefasst wurden. Die atlantischen Gesteine, wie Alkalisyenite, Eläolithsyenite, Essexite, Alkalitrachyte, Phonolithe, Trachydolerite, Nephelin- und Leuzitgesteine und verwandte Arten sind etwas leichter als die Gesteine gleichen Kieselsäuregehalts der beiden anderen Serien. Allein die am basischen Ende stehenden Glieder, wie die Nephelinbasalte und ähnliche Gesteine, gehen in ihrer Dichte über die der nor-

Fig. 16.



Diagramm, die Dichten der Gesteine in ihrer Abhängigkeit vom SiO_2 -Gehalt darstellend.

malen Feldspatbasalte hinaus. Die Felder stellen nur Flächen grösster Dichtigkeit der Projektionspunkte dar. Manche der in der Literatur vorhandenen spezifischen Gewichtsbestimmungen weichen von den Durchschnittswerten nicht unerheblich ab, ohne das sich in allen Fällen die Ursache erkennen lässt. Sie wurden, um das Bild nicht zu verwischen, unberücksichtigt gelassen. Stärkere Zersetzung, ungewöhnliche Erzanreicherung oder andere Anomalien der Zusammensetzung mögen die Ursache sein. Besonders unter den atlantischen Gesteinen macht sich das Fehlen der spezifischen Gewichtsbestimmung bei der Analyse in der Literatur oft störend geltend.

Die Dichten der Gesteine sind zwar nicht die Dichten ihrer Magmen. Trotzdem vermag diese Zusammenstellung ein ungefähres Bild der gegenseitigen Dichteverhältnisse der Magmen, aus denen sie sich herleiten, wohl zu gewähren.

Die umstehende Tabelle gibt eine Zusammenstellung der wichtigsten pazifischen und atlantischen Gesteine nach H. Rosenbusch. Die erste Tafel enthält nur Gesteinsnamen, die Mineralzusammensetzung ist aus der zweiten Tabelle oder genauer aus der mikroskopischen Physiographie oder den Elementen der Gesteinslehre von H. Rosenbusch (25) zu ersehen.

Die Einteilung erfolgt in Tiefengesteine und Ergussgesteine. Eine besondere Gruppe hypoabyssischer Gesteine ist dazwischen eingeschaltet, sie enthält die körnigen porphyrischen Gesteine, die nur hypoabyssisch auftreten, und die Spaltganggesteine, die ebenfalls nicht den Grad von Selbständigkeit besitzen wie die beiden Hauptgruppen. Eine scharfe Grenze der hypoabyssischen Gesteine gegen die Tiefengesteine und Ergussgesteine ist überhaupt nicht zu ziehen, da beide auch hypoabyssisch vorkommen können. Die Teilung in ältere und jüngere Ergussgesteine ist beibehalten. Von rein petrographischen Gesichtspunkten lässt sich eine derartige Trennung vielleicht nicht rechtfertigen. Allein der Überblick über das Auftreten der Eruptivgesteine in den verschiedenen geologischen Perioden lehrt, wie noch gezeigt werden wird, eine fortschreitende Entwicklung und enthüllt damit einen richtigen Kern in dem Zweiteilungsprinzip, zumal wenn die allgemeinen Beziehungen geologischer Natur in den Vordergrund treten sollen.

Einteilung
der Eruptiv-
gesteine.

Eine kurze Bemerkung über die Stellung der Monzonite ist hier einzuflechten. — Die bekanntesten Vorkommen, wie die des Predazzo-Monzoniegebiets gehören zweifellos der atlantischen Region an. Allein es gibt auch pazifische Monzonite, wie sie z. B. von E. Lehmann in den Anden und in Neu-Pommern nachgewiesen sind. Der Monzonit ist ein Gestein mittlerer Zusammensetzung und diesem Umstand ist seine Vielgestaltigkeit und Neigung zur Spaltung zuzuschreiben.

Aus den petrographischen Merkmalen der beiden atlantischen und pazifischen Reihen ist eine Gesetzmässigkeit zu entnehmen, die für die Auffassung der Magmen von grosser Wichtigkeit ist. Beide Reihen besitzen eine völlig verschiedene Gefolgschaft von Ganggesteinen. Nie kommt der Fall vor, dass atlantische Magmen pazifische Ganggesteine entwickeln oder umgekehrt, wie Rosenbusch gezeigt hat.

Pazifische Gesteine.

	A.	B.	C.	D.	E.	F.	G.	H.	I.
	Alkalikalk-granite:	Alkalikalk-syenite:	Quarz-diorite:	Diorite:	Gabbro:	Olivin-gabbro:	Anorthosit:	Peridotite:	Pyroxenite:
	Granit	Glimmer-syenit	Quarz-glimmerdiorit	Glimmer-diorit	Gabbro	Olivin-gabbro	a) Labradorfelse	a) Glimmer-peridotit	a) Websterit
	Granitit	Hornblende-syenit	Tonalit, Granodiorit		Hornblende-gabbro	Hyperit		b) Amphibol-peridotit	b) Bronzitit
	Hornblende-granit	Diopsidsyenit	Quarz-diorit	Diorit	Glimmer-gabbro		b) Mangerit	c) Wehrlit	c) Hypersthenit
	Diopsidgranit		Quarzhorn-blendediorit	Hornblende-diorit	Norit	Olivinnorit		d) Harzburgit	d) Diallagit
	Hypersthen-granit (Charnockit)	Monzonit z. T.	Quarzaugit-diorit	Augitdiorit				e) Lherzolith	e) Hornblendit
								f) Dunit	
Ausschliesslich hypoabyssische Gesteine	Granit-porphyr	Syenit-porphyr	Quarz-diorit-porphyr	Diorit-porphyr	Gabbroporphyr				
Spaltgang-schiefer	Granitaplit	Syenitaplit	Tonalitaplit	Dioritaplit	Plagiaplit				
			1. Orbit, 2. Luzit, 3. Malchit, 4. Beerbachit						
	a) Minette: Hornblende-minette, Augitminette b) Vogesit: Hornblende-vogesit, Augitvogesit		a) Kersanit b) Spessartit	1. Odinit 2. Garéwait					

Ältere Ergussgesteine	Quarz- porphyr: a) Mikro- granit- porphyr Granophyr	Quarzfreie Porphyre: a) Biotit- orthophyr Hornblende- orthophyr Pyroxen- orthophyr Pyroxen- quarz- porphyr	Quarz- porphyr: Quarzbiotit- porphyr Quarzhorn- blende- porphyr Quarz- pyroxen- porphyr	Porphyr: Glimmer- porphyr Hornblende- porphyr	Diabas: Leukophyr Proterobas Hunedias	Olivin- diabas:	Pikrit: Kimberlit
	Felsophyr Vitrophyr (Pechstein)			Enstatit- porphyr	Ophit Enstatit- diabas Quarzdiabas Olivinfrei. Melaphyr: Tholeiit	Melaphyr: Olivintholeiit	
	b) Quarz- keratophyr	b) Keratophyr	Vitrophyr	Augit- porphyr (Weisel- bergit) Labrador- porphyr (Navit)	Palatinit Diabaspor- phyr Spilit Hyalodias	Bronzit- melaphyr Quarz- melaphyr	Pikrit- porphyr:
Jüngere Ergussgesteine	Liparit: Nevadit Felsoliparit Hyaloliparit Perlit und Obsidian	Trachyt: a) Biotit- trachyt Hornblende- trachyt Augittrachyt b) Biotit- hypersthen- trachyt (Toskanit) Hypersthen- trachyt c) Latit z. T.	Dazit: Biotidazit Hornblende- dazit Pyroxendazit Hyalodazit	Andesit: Biotitandesit Hornblende- andesit Pyroxen- führender Biotit u. Horn- blendeandesit Hypersthen- andesit Angitandesit	Olivinfrei. Basalt: Dolerit Anamaesit	Basalt: Eisenbasalt Hypersthen- basalt Quarzbasalt	Magma- basalt: (z. T. Lim- burgit)
							Lamprophyrische Ergussgesteine: 1. Verit, 2. Fortunit, 3. Sanukit (Boninit), 4. Selagit
						Hyalobasalt	

Pazifische Gesteine.

	A.	B.	C.	D.	E.	F.	G.	H.	I.
Abyssische oder Tiefengesteine	Quarz, Ortho- klas, Mikro- klin, Mikro- perthit, Pla- gioklas \pm	Orthoklas, (Mikroclin, Mikroper- thit), Quarz \pm , Plagioklas \pm .	Quarz, Plagioklas, Glimmer, Hornblende, Augit.	Plagioklas, Glimmer, Hornblende, Augit.	Plagioklas, Diallag, Hornblende, Glimmer,	Plagioklas, Diallag, Olivin, Hornblende, Glimmer,	a) Plagioklas, wenig Pyro- xen, Horn- blende, Glim- mer, b) Plagioklas, Orthoklas, Mikroperthit, Quarz \pm .	a) Glimmer, Olivin. b) Hornblen- de, Olivin. c) Diallag, Oli- vin, Horn- blende. d) Rhomb. Pyroxen, Olivin. e) Bronzit, Oli- vin, Diallag. f) Olivin.	a) Rhomb. Pyroxen, Diopsid. b) Bronzit. c) Hyper- sthen. d) Diallag.
Ausschließlich hypoabyssische Gesteine.	Glimmer (Muscovit u. Biotit) Hornblende Augit	Glimmer Hornblende Augit			Rhomb. Augit	Rhomb. Augit			
	Nur durch die Struktur, nicht durch die mineralogische Zusammensetzung von den dazugehörigen Tiefengesteinen unterschieden.								
Spalt- gang- ge- steine	Apli- tische	Quarz, Ortho- klas, Mikro- klin, Mikro- perthit, Pla- gioklas, Glim- mer (Muscovit u. Biotit).	Orthoklas usw., Plagio- klas, Quarz \pm , Glimmer, Hornblende.	Quarz, Plagio- klas, Ortho- klas \pm , Mus- covit, Biotit.	Plagioklas, Quarz \pm , Orthoklas \pm , Glimmer.	Plagioklas, Quarz, Biotit, Muscovit, grüne Hornblende.			
				1.—3. Plagioklas, Hornblende. 4. Plagioklas, Diallag, Hypersthen.					
Lam- pro- phyri- sche		a) Glimmer, Hornblende, Augit, Orthoklas.	a) Glimmer, Hornblende, Augit, Plagioklas, Olivin \pm .	1. Hornblende, Augit, Plagioklas. 2. Olivin, Diopsid, Plagioklas.					
		b) Hornblende, Augit, Orthoklas, Plagioklas \pm .	b) Hornblende, Augit, Plagioklas.						

	A.	B.	C.	D.	E.	F.	G.	H.	I.
Ältere Ergussgesteine	a) Quarz, Alkalifeld- spat, Plagio- klas ±, Glimmer, Mikrofelsit, Glas. b) Quarz, Albit, Mikro- perthit, Glimmer.	a) Alkalifeld- spat, Quarz ±, Plagioklas ±, Biotit, Horn- blende, Augit. b) Albit, Orthoklas, Glimmer, Diopsid.	Quarz, Plagioklas, Biotit, Hornblende, Augit, rhomb. Augit, Glas.	Plagioklas, Biotit, Hornblende, Augit, rhomb. Augit, Olivin ±, Glas.	Plagioklas, Augit, Hornblende ± Glimmer ±. rhomb. Augit ±, Augit ±, Quarz ±.	Plagioklas, Augit, Olivin, Hornblende ± rhomb. Augit ±, Quarz ±, Glas.		Augit, Biotit, Olivin, Hornblende, rhomb. Augit, Plagioklas ±.	
Jüngere Ergussgesteine	Quarz, Alkali- feldspat, Plagioklas ±, Glimmer, Mikrofelsit, Glas.	a) Alkalifeld- spat, Quarz ±, Plagioklas ±, Biotit, Horn- blende, Augit. b) Biotit, Hypersthen, Diopsid, Alkalifeldspat Plagioklas. c) Biotit, Augit, Horn- blende, Plagioklas, Orthoklas ±.	Quarz, Plagioklas, Biotit, Hornblende, Augit, rhomb. Augit, Glas.	Plagioklas, Biotit, Hornblende, Augit, rhomb. Augit, Olivin ±, Glas.	Plagioklas, Augit.	Plagioklas Augit, Olivin, Hornblende ± rhomb. Augit ±, Quarz ±, Eisen ±, Glas.		Olivin, Augit, Hornblende, Glas.	1. Phlogopit, Olivin, Diopsid, Glas. 2. Phlogopit, Bronzit, Diopsid, Sanidin, Glas. 3. Rhomb. Aug., Glas, Plagioklas ±. 4. Glimmer, Diopsid, Olivin, Orthoklas, Plagioklas.

	Alkali- porphyre:	Phonolith:	Essexitische Diabase	Trachydo- lerit: phonolithoid shonkinitisch		
Ältere Ergussgesteine	Ägrin u. Riebeckit- quarzkeratophyre	a) Trachytoider Phonolith, Tephritischer Phonolith, Nephelinitoider Phonolith, Apachit	Essexitmelaphyre	a) Absarokit b) Shoshonit c) Banakit		a) Nephelinit: Nephelindolerit Nephelinit Leuzitnephelinit Melilithnephelinit Ergussgesteine: Jumillit Orendit Wyomingit Madupit Prowersit Euktolith
		b) Leuzitphonolith	Essexitporphyrite	d) Nephelintephrit Buchonit e) Nephelinasanit		
Jüngere Ergussgesteine	a) Comendit	c) Leuzitophyr	Trachyandesit	f) Leuzit-tephrit	a) Leuzitit	
	b) Pantelerit		Leuzitische Trachydolerite Kulait	g) Leuzitbasanit	b) Leuzitbasalt	

Aeltere Erguss- gesteine.	Quarz, Anorthoklas, orthoklas, Ägrin, Riebeckit.	<p>a) Orthoklas, Anorthoklas, Plagioklas, Biotit, Quarz ±</p> <p>b) Orthoklas, Plagioklas, Ägrin, Augit.</p> <p>c) Anorthoklas, Augit u. Ägrin, Biotit, Orthoklas, Plagioklas, Augit.</p> <p>d) Albit, Mikropertit, Anorthoklas, Biotit, Alkaliangit u. -hornblenden in Pseudomorphosen.</p> <p>e) Alkalifeldspate, Alkaliangit und -hornblenden.</p> <p>a) Sanidin, Anorthoklas, Plagioklas, Biotit, Quarz ±</p> <p>b) Orthoklas, Plagioklas, Ägrin, Hauyn, Barkevikit, Arfvedsonit ± Riebeckit ±.</p> <p>b) Sanidin, Leuzit, Plagioklas ±, Biotit, Augit.</p>	<p>Diopsid, Ägrinaugit, Augit, Hornblende, Biotit, Olivin.</p> <p>Änigmatit ±, Cossyrit ±, Rhönit ±.</p>	<p>a) Olivin, Augit, Diopsid, Orthoklas, Leuzit, Plagioklas, Biotit.</p> <p>b) Augit, Olivin, Plagioklas, Orthoklas, Analzim.</p> <p>c) Augit, Olivin, Orthoklas, Plagioklas, Leuzit, Nephelin.</p> <p>d) Augit, Plagioklas, Nephelin, Hornblende, Biotit, Hauyn.</p> <p>e) Augit, Olivin, Plagioklas, Nephelin.</p> <p>f) Augit, Plagioklas, Leuzit.</p> <p>g) Augit, Olivin, Plagioklas, Leuzit.</p>	<p>a) Augit, Nephelin.</p> <p>b) Augit, Olivin, Nephelin.</p> <p>c) Olivin, Augit, Melilit.</p>	a) Augit, Leuzit.	<p>c) Phlogopit, Olivin, Diopsid, Ägrinaugit, Kataphorit, Sanidin, Leuzit, Melilit ±.</p>
Jüngere Erguss- gesteine.	<p>a) Quarz, Alkalifeldspat (Sanidin, Mikropertit, Albit), Ägrin, Arfvedsonit od. Riebeckit.</p> <p>b) Quarz ±, Anorthoklas, Diopsid, Ägrinaugit, Cossyrit.</p>	<p>a) Sanidin, Plagioklas, Biotit, Hornblende, Diopsid.</p> <p>b) Sanidin, Anorthoklas, Plagioklas, Diopsid, Alkaliangit, Alkaliangit.</p> <p>c) Sanidin, Anorthoklas, So-dalit, Diopsid, Alkaliangit, Kataphorit.</p> <p>d) Anorthoklas, Albit, Ägrin, Arfvedsonit, Cossyrit, Kataphorit, Rhönit.</p> <p>e) Anorthoklas, Sanidin, Albit, Arfvedsonit, Riebeckit.</p> <p>f) Alkalifeldspat, Ägrin.</p> <p>g) Anorthoklas, Ägrin, Diopsid, Olivin.</p> <p>h) Sanidin, Plagioklas, Diopsid, Olivin, Biotit, Sodalit ±, Nephelin ±.</p> <p>d) Plagioklas, Diopsid, Hornblende, Olivin, Biotit, Leuzit.</p>	a) Augit, Leuzit.	b) Augit, Olivin, Leuzit.	<p>a) Augit, Nephelin.</p> <p>b) Augit, Olivin, Nephelin.</p> <p>c) Olivin, Augit, Melilit.</p>	a) Augit, Leuzit.	<p>c) Phlogopit, Olivin, Diopsid, Ägrinaugit, Kataphorit, Sanidin, Leuzit, Melilit ±.</p>

Die geographische Verteilung der atlantischen und pazifischen Gesteine während des tertiären Zyklus (27—30).

Verteilung
der atlantischen
und pazifischen
Gesteine in der
Tertiärzeit.

Wir beginnen die Betrachtung mit Südamerika. Die Anden gehören ganz der pazifischen Provinz an. In der Mitte des Mesozoikums begann die Tätigkeit, bis zur Gegenwart sind nur pazifische Andesite bis Basalte gefördert worden. Was man bis jetzt über die Fortsetzung des Andenbogens über Staateneiland hinaus, weiss, scheint es, dass sich die Anordnung des Antillenbogens im Süden noch einmal wiederholt; über Südgeorgien, Sandwichgruppe, Südorkney, Südschettland verläuft ein Gebirgsbogen, der in die westliche Antarktis hinübergreift und mit Vulkanen, die zum Teil noch tätig sind, besetzt ist. Es sind die Vulkane der Rossgruppe, der Süd-Sandwichgruppe (Sawadowsky, Bransfieldvulkane usw.). Die Laven dieses Teiles der Antarktis und der vorgelagerten Inseln sind pazifische Basalte, so dass dieser Bogen zur pazifischen Region gehört. Die Grenze gegen die atlantische Region verläuft längs der Ostseite der Anden. In den westlichen Provinzen Argentiniens hat man neben pazifischen Gesteinen auch atlantische Nephelinbasalte und Trachydolerite nachweisen können, eine Erscheinung, die an der Grenze der beiden grossen Regionen fast überall eintritt.

Die Hauptmasse des südamerikanischen Kontinents ist atlantische Provinz. Die Grenze folgt durch den ganzen Kontinent dem Ostabhang der Anden, schwenkt durch Venezuela in den Antillenbogen ein. Die vulkanischen Antillen gehören mit ihren andesitischen Laven zur pazifischen Region. Dann tritt die Grenze, dem Gebirgsbogen und seinen Spuren folgend, nach Mexiko hinüber, hier verläuft sie etwa der Sierra Madre parallel und schneidet das foyaitische Gebiet von Tamaulipas ab. Die mexikanischen Vulkane gehören der pazifischen Region an.

In Nordamerika folgt die Grenze etwa den Rocky-Mts. In West-texas, Neu-Mexiko, Kolorado, Wyoming und Montana bleiben die atlantischen Bezirke der Apache Mts., Rosita- und Cripple Creek, die Black-Hills, Castle Mts. Distrikt, Little Belt Mts., Highwood Mts., Bearpaw Mts. usw. auf der Ostseite, während Yellowstone Park, Madison- und Galatin Valley, Butte-, Boulder-, Elkhorn und Marysville Distrikt bereits überwiegend pazifisch sind. Auch in dieser Grenzregion lässt sich gelegentlich ein Nebeneinander beider Reihen feststellen. In Montana zeigt der mittlere Alkaligehalt der Gesteine ein Anwachsen seines Prozentgehalts von West gegen Ost. Das ganze Gebiet im Westen der Rocky Mts. ist pazifisch. Es herrschen Andesite, und besonders in Oregon und Idaho die gewaltigen Basaltlavafluten. Weiter im Norden nimmt der ausgedehnte granodioritische Tiefengesteinszug durch Britisch-Kolumbien bis nach Alaska die erste Stelle ein. Auch er mag einst Vulkane getragen haben.

Ganz Nordamerika, einschliesslich der arktischen Teile Kanadas, sind der atlantischen Region zuzurechnen.

Die Verbindung mit Asien stellt der vulkanische Aläutenbogen her, welcher ganz der pazifischen Region zuzurechnen ist. Bis zur Kettung ¹⁾ mit dem Kamtschatkabogen ist es bis jetzt noch nicht gekommen. Das arktische Nordwestamerika im Bereich der Alaskiden und die vorgelagerten Inseln des Behringsmeeres sind durch häufiges Vorkommen von Basaltdecken ausgezeichnet. Man kann im Zweifel sein, ob man diese Region der pazifischen oder atlantischen Provinz zurechnen soll.

Auf der asiatischen Seite lässt sich eine pazifische Region von der Heiligen Kreuzbucht im Anadyrgolf bis nach Kamtschatka verfolgen. Auch die westliche Umrandung des Ochotskischen Meeres ist pazifisch. Auf der Tschuktschenhalbinsel, der Nordostspitze Asiens, ändern sich die Verhältnisse. Hier hat man foyaitische Gesteine kennen gelernt. Von der Irkaganbai hat Washington (31) Comendit beschrieben. Hier ist die Grenze nahe, und Mischregionen sind zu erwarten.

Doch wir wollen zunächst den pazifischen Randbogen weiter verfolgen. Die Doppelreihe der Kamtschatkavulkane, die ihre Tätigkeit gegen den Ozean vorschieben, setzen sich in dem Kurilenbogen fort, eine rein pazifische Provinz. Auf Hokkaido findet Kettung mit dem japanischen Bogen statt. Der japanische Bogen tritt wieder in Kettung zum Fudji-Boninbogen, der sich vom Fudji über Oshima, Miakeshima, Mikurashima, Aogashima, Ponafidin-Insel, Rosario, Sulphur-Island (Iwojima) verfolgen lässt. Abermals in Kettung zum japanischen Bogen tritt der Kirishima-Riukiu-Vulkanbogen, welcher zur Nordspitze von Formosa (Taiwan) führt.

Zu dem obengenannten Fuji-Boninbogen tritt weiter im Süden im Ozean der vulkanische Mariannenbogen. Beide Vulkanbogen haben den Zustand der Kettung fast erreicht.

Alle diese Bögen sind rein pazifische Provinzen.

Es ist nun die weitere Fortsetzung gegen Süden zu suchen. Die Palauinseln sind zwar auch von pazifischen Basalten und Andesiten aufgebaut, allein sie stehen mit dem Mariannenbogen nicht in Verbindung.

Von Formosa verläuft ein flachgekrümmter Vulkanbogen über Kashô, Botel Tobago zu den Bataninseln und Babuyanen zum Vulkan Cagua auf Nordluzon, Philippinen (32). Ohne auf die komplizierte Anordnung der Vulkane auf den Philippinen einzugehen, sei hervorgehoben, dass hier, von pazifischen Andesitbögen umrahmt, atlantische Gesteine erscheinen, so Leuzitnephelinbasalte auf Panay und tephritische Leuzit-

¹⁾ Unter Kettung verstehen v. Richthofen und Suess die gegenseitige Kreuzung zweier Gebirgsbögen.

gesteine von Masbata. In Mindanao beginnend, führt der pazifische Sanguirbogen zur Minahassa auf Celebes.

Auf Celebes wiederholt sich dieselbe Erscheinung. Auch hier sind atlantische Gesteine von pazifischen umrahmt. Ihre Eruption ist gleichaltrig mit den pazifischen Andesiten und hat bis in das Pleistozän ange dauert, während letztere noch gefördert werden. Phonolithe, Trachydolerite und Leuzitgesteine begleiten die Westkette von Celebes, sie sind vom Matinanggebirge, Oleidugebirge, Pareparegebirge, Pic von Maros, von der Insel Saleyer und Tamboeloengan nachgewiesen.

Die grosse Insel Borneo gehört, so weit bekannt, ganz der pazifischen Region an. Von jungvulkanischen Gebilden ist das andesitische Müllergebirge zu nennen.

Pazifisch sind die gegen den indischen Ozean gekrümmten vulkanischen Randbögen. Sie beginnen mit der grossen Insel Sumatra und setzen über die Sundastrasse (Krakatau) nach Java über. Eine Zone atlantischer Gesteine (Leuzitgesteine) streicht von der Baweaninsel nach dem Nordostende von Java. Dieser Zone gehören die Vulkane Tjilering, Muriah, Lurus und Ringgit an. Aus dem leuzitischen Ringwall des Lurus (33) erhebt sich ein zentraler Kegel von Hornblendeandesit. Die Leuzitgesteine sind nach Verbeek tertiär. Ihre Förderung hat zu Beginn der Quartärzeit aufgehört. Hier haben offenbar pazifische Laven atlantisches Gebiet erobert. Die Fortsetzung über Sumbawa gehört wieder der pazifischen Region an, pazifisch ist ferner der Bandabogen mit den Vulkanen innerhalb des elliptischen Einbruchsfeldes.

Möglicherweise wird man auch hier noch atlantische Enklaven entdecken, wie die Melilithbasalte, die Bücking (34) auf Westburu fand, lehren.

Ein besonderes Stück ist der Halmaherabogen, der in einen inneren und äusseren zerlegt werden kann. Ersterer verläuft westlich der Bucht von Galela, der Hauptvulkan ist der Gamma Kunora. Letzterer beginnt mit den Lolodoinseln und setzt sich in der Vulkanzone von Ternate fort. Die Verbindung mit Neuguinea stellen die kleinen Molukken her. Die ganze Region ist pazifisch.

Längs der Nordküste von Deutsch-Neuguinea, besonders auf den vorgelagerten Inseln, verläuft eine weitere pazifische Vulkanzone. Der tätige Vulkanismus ist auf letztere beschränkt. In einer gegen Osten konvexen Kurve treten die Vulkane auf Neupommern über bis zur Gallehalbinsel. In Britisch-Neuguinea sind Vulkane pazifischer Region. Nur an der deutschen Küste im Norden werden von einer Stelle Trachydolerite angegeben. Dieses Vorkommen bedarf jedoch der Bestätigung.

Mit Neu-Mecklenburg beginnt der andesitische Andesitrandbogen (35), der in mehrfach gekrümmter Linienführung bis Neuseeland führt.

Er verläuft von Neu-Mecklenburg über die Salomonsinseln (Bagona auf Bougainville, Savo) zu den St. Cruz-Inseln (Tina-Kula) und Neu-Hebriden. Tätige Vulkane sind die Ambrym-, Tanna-, Hunter- und Matthew-Inseln. Weiter biegt die Kurve zu den Fiji-Inseln aus und führt über Viti und Vanua-Levu zu den Tongainseln. Die Vulkanreihe der Tongainseln beginnt mit Niafou und geht über Lette, Metis, Tofua, Koa, Falkenuntiefe zu den Kermadec-Inseln und weiter bis Neuseeland.

Zwischen der Tongagruppe und den St. Cruz-Inseln liegt das vulkanische Rotumah. Vielleicht hat man den Bogen besser über diese Insel zu ziehen und die Hebriden- und Fiji-Inseln als Abzweigung aufzufassen.

Auf Neuseeland (36), Nordinsel, trifft der Andesitbogen die Taupo-Ruapehu-Vulkanzone und auf der Südinsel Banks Peninsula. Dieser Andesitbogen bezeichnet den eigentlichen Rand des australischen Kontinents.

Es ist nun das Gebiet des pazifischen Ozeans zu untersuchen, welches innerhalb der andesitischen Einrahmung liegt. Von Ponape (Karolinen) hat Kaiser (37) atlantischen Nephelinbasalt beschrieben.

Samoa besitzt nach Weber (38) ausser Basalt Alkalitrachyte, Phonolith, Trachydolerit, Nephelinbasanit, Nephelinbasalt und ist atlantisch. Von Mayor Island in der Bay of Plenty lernte ich (39) ein zwischen Comendit und Pantellerit stehendes Gestein kennen. Auf der Südinsel von Neuseeland hat Marshall (36) im Dunedingegebiet Alkalitrachyte, Phonolithe, Trachydolerite beschrieben. Von den Chathaminseln wird Hornblendebasalt, Glimmerbasalt, Trachyt und Limburgit angegeben, Gesteine, die mehr auf atlantische Verwandtschaft weisen, ebenso Basalt und Basaltglas von den Antipodeninseln. Von den Aucklandinseln kennt man Plagioklasbasalte und nephelinführende Varietäten. Die Cambellinseln bestehen aus Basalt, Trachyt, Phonolith mit Mosandrit und Melilithbasalt. Beide sind atlantisch. Wohl auch die Macquarieinsel, von der Basalt und Basaltglas angegeben wird. Auf Rarotonga, Cooksgruppe, hat Marshall (35) Basalte und Nephelinit festgestellt. Lacroix bestimmte von Nukuhiva, Marquesasinseln, Basalt und Biotittrachyt, auf Tahiti und anderen Inseln dieser Gruppe foyaitische Gesteine in grosser Mannigfaltigkeit.

Nicht in die atlantische Provinz passt Pitcairn, Tubai-Inseln, von der Marshall neben Basalt einen glasigen Hypersthenandesit auführt. Die Hawaii-Inseln haben der Hauptsache nach Basalt geliefert, daneben werden Hauyn und Melilith führende Nephelinbasalte und Alkalitrachyte angegeben. Von der Osterinsel führt Marshall (35) Basalt

mit Nephelin, von Salas y Gomez ein braunes vulkanisches Gestein ohne Bestimmung auf.

Die Galapagosinseln bestehen aus Basalt, die ganze Art und Weise ihrer Anordnung entspricht mehr dem atlantischen Typus. Die Appertonriffe sind ebenfalls Basalt.

In diesem Zusammenhang wird das Auftreten von atlantischen Pulaskiten an der Westküste Nordamerikas, wie bei Hot Springs, Insel Barunof, Alaska und anderen Stellen, die Becker (40) beschrieben hat, ferner der von v. Chrustschoff (41) untersuchte Leuzitporphyr vom Cerro de las Virgines, Unterkalifornien, verständlich.

Das Ergebnis dieser Untersuchung kann kurz dahin zusammengefasst werden, dass der pazifische Ozean mit Ausnahme seiner andesitischen Umrahmung eine atlantische Magmaprovinz ist.

Ganz Australien, die Antarktis, Südviktorialand von Kap Adare bis zu den Vulkanen Erebus und Terror, der Gaussberg sind atlantisch. Desgleichen gehören hierher die Inseln des indischen Ozeans, die Crozetinseln, die Kerguelen, Mc. Donald-Inseln, Madagaskar, Réunion, Mauritius, Seychellen, Sokotra. Ganz Afrika, Arabien und Syrien, ist atlantische Region. Es gehören hierher die Inseln des atlantischen Ozeans, Gough-Insel, Tristan da Cunha, Trinidad, St. Helena, Ascension, Kap Verde, Kanaren, Madeira, Azoren und endlich die Südwestspitze Englands mit dem vorgelagerten Wolfsrock.

Eingehender müssen Europa, Asien und die arktischen Gebiete behandelt werden.

Während die iberische Halbinsel der atlantischen Region zuzuzählen ist, findet sich an der Südküste von Spanien, von Carthagena bis zum Cabo de Gata, eine pazifische Andesitregion; die jungvulkanischen Vorkommen bei Olot und Gerona, auf den Columbreten und in der Provinz Toledo sind atlantisch. Vom Cabo de Gata geht der Andesitzug über Alboran zur Nordküste von Algier und Tunis. Hier ist die Grenze gegen die atlantische Region nahe. Bei Nemours, Algier kommen Leuzitbasalte vor.

Sardinien ist mit Ausnahme des andesitischen Siliquamassivs atlantisch. Dagegen kann die Provinz der liparischen Inseln der Hauptsache nach als pazifisch angesehen werden. Diese Vulkangruppe ist ganz besonders interessant, weil hier beide Typen nebeneinander vorkommen. Die Vulkane sind auf drei Strahlen angeordnet, die von der Mitte der Inselgruppe gegen NO, W u. S ausstrahlen. Auf dem NO Strahl liegen Panaria, Basiluzzu und Stromboli, auf dem westlichen Strahl Salina, Filicuri, Alicuri und weiter Ustica, auf dem Südstrahl endlich Lipari, Vulcanello und weiterhin der Ätna und die sich nach Süden anschliessenden vulkanischen

Vorkommen Siziliens. Nach Bergeat (42) beginnt die Tätigkeit an der Grenze Miozän zu Pliozän mit einer älteren Basalt- und Basaltandesitformation, die pazifisch ist. In der ersten Hälfte des Quartärs folgen im ganzen Gebiet pazifische Andesite, dann jüngere Basalte, Andesite, Trachyte, Liparite und Dazite. Diese letzte Entwicklungsepoche, die vom oberen Quartär bis in die Gegenwart reicht, hat neben den genannten pazifischen Gesteinen auch atlantische hervorgebracht. So besteht die Cima des Stromboli aus Leuzitbasanit und Basalt, während gegenwärtig ein doleritischer Feldspatbasalt gefördert wird. Auf Vulcanello wird Leuzitbasanit geliefert. Man erkennt den Einfluss der benachbarten mittellitalienischen Provinz, die mit ihren Leuzitgesteinen pazifisches Gebiet erobert hat. Der Ätna endlich liefert Feldspatbasalt. Es liegt keine Veranlassung vor, ihn zur atlantischen Provinz zu zählen. Dagegen sind die Inseln im Süden von Sizilien, Ferdinandea, Pantelleria, Linoso und Lampedusa atlantisch.

Weiter lässt sich die pazifische Zone als schmaler Streifen längs der Küste von Toskana verfolgen (43). Die Eruptivgebiete von Cerveteri, Calvario, Mte. Tolfa, Mte. Amiata, Radicofani, Roccastrada, Campiglia, Orciatico und Montecatini und Elba sind pazifisch, vielleicht beeinflusst von der mittellitalienischen Magmaprovinz von atlantischem Typ, die durch Gesteine der Kalivormacht ausgezeichnet ist. Letzterer gehören an die Mte. Vulsini, die sich um den Bolsenersee gruppieren, Montefiascone, Mte. Cimini, Braccianer See, die Albaner Berge mit dem Vulkan Laziale, das Hernikerland, Roccamonfina, die phlegräischen Felder, Vesuv und die vorgelagerten Inseln Ponza, Ventotene und Ischia, ferner auf dem entgegengesetzten Abhang des Apennin der Mte. Vultur.

Der pazifische Streifen lässt sich längs des Südabhanges der Alpen weiter verfolgen, die Euganeen, und das Eruptivgebiet Vicenza verraten seine Spuren. Die periadriatischen Tonalitmassen zwischen den Dinariden und eigentlichen Alpen wird man derselben Region zuzählen müssen, während das Monzonitgebiet von Predazzo und Monzoni, bereits innerhalb der Dinariden gelegen, atlantisch ist.

Der weitere Verfolg der pazifischen Zone führt zu den Andesiten des Smkrouzgebirges in Steiermark, dem Gleichenberg bei Graz und dem Bakonyerwald, nördlich vom Plattensee.

Eine rein pazifische Region ist das ungarisch-siebenbürgensche Vulkangebiet, das den inneren Karpathenbogen begleitet.

Als fremde Enklave in dieser rein pazifischen Zone tritt das foynitische Gebiet von Ditro auf, dessen Alter nicht näher bekannt ist. Man ist versucht an eine Verbindung mit dem Asowschen Horst zu denken, der eine typisch atlantische Region darstellt.

Die jungen Eruptivgesteine des Balkanbogens sind pazifisch,

ebenso die der Balkanhalbinsel, des Rhodopemassivs und viele andere mehr. Die Verbindung zwischen Griechenland und Kleinasien stellt ein zum Teil noch tätiger Vulkanbogen her, der von Ägina, Menthana, Santorin nach Nisyros verläuft. Kleinasien ist reich an jungvulkanischen Vorkommen, die der Hauptsache nach der pazifischen Provinz angehören, mit atlantischen Einstreuungen, so werden z. B. atlantische Gesteine aus der Gegend von Smyrna, aus der sog. Katakekaumene, der Gegend von Troas, erwähnt, ich erinnere an die Kulaite usw. Auch die Gegend von Trebisond ist atlantisch. Pazifisch sind die galatischen Andesite und die Laven des Erdschass Dag (Argäus). Weiter gegen Osten schliesst sich das pazifische Eruptivgebiet von Armenien mit dem Ararat und anderen Vulkanen an.

Die Vulkane des Kaukasus, Elbrus und Kasbek haben andesitische Laven geliefert. Auch die Trachytlakkolithe von Piattigorsk sind derselben Provinz angehörig. Pazifisch sind die persischen Vulkane Sahend, Sawalan, Demawend. Die pazifische Zone reicht endlich bis zu den Vulkanen von Belutschistan, Kuh i Tuftan, Kuh i Basmen u. a.

Vom Cabo de Gata bis zum Kuh i Tuftan haben wir die pazifische Region als einen Streifen verfolgen können, der in inniger Abhängigkeit von Faltengebirgen steht, nämlich: der betischen Kordillere, den Faltenzügen von Algier und Tunis, Apennin, den Dinariden, Alpen, Karpathen und Balkan, ferner den Tauriden, Kaukasus und den iranischen Faltenzügen.

Wir betrachten nun die Gebiete nördlich der Andesitzone. Die ganze Region ist atlantisch. Die Eruptivgebiete sind nicht mehr zonenweise angeordnet, sondern überdecken, verstreut liegend, grössere oder kleinere Flächen. Das französische Zentralplateau mit der Auvergne, Kaiserstuhl, Hegau, die Vulkangebiete Schwabens, der Duppauer Vulkan, das böhmische Mittelgebirge und seine Fortsetzungen in der Lausitz sind zu nennen. Weiter nördlich bilden die Eifel, das Siebengebirge, Westerwald, Vogelsberg, die hessischen Basalte, Rhön eine atlantische Provinz. In Südrussland hat Morozewicz im Gebiet des Asowschen Horstes atlantische Gesteine beschrieben, unter denen der Mariupolit petrographisch besonders interessant ist, doch ist das Alter nicht sicher bekannt, sehr wahrscheinlich vortertiär. Tertiäre Andesite greifen in dieses Gebiet ein. Atlantische Tiefengesteine werden aus dem Ural, Gegend von Miasc, ferner von Sewestan, Turkestan erwähnt.

Nummehr ist der weitere Verlauf der pazifischen Andesitzone, die bis zu den Vulkanen des südlichen Belutschistan verfolgt wurde, aufzusuchen.

In der stark zusammengepressten Faltenregion des Hindukusch treten keine jungen Eruptivgesteine hervor. Erst in Nordtibet, im Argä-

tag, am Südabhang des Kuenlun, südlich vom Prshewalskij-Gebirge sind von Bäckström (44) typische pazifische Bronzitandesite festgestellt worden. Es ist das ein sehr interessantes Vulkangebiet, von dem allerdings nicht feststeht, ob und seit wann dasselbe erloschen ist. Die Vulkane Réclus, Rubruk und Boussy sind nur aus der Ferne gesichtet. Diese Andesitzone dürfte sich weiter gegen Osten erstrecken. Nach einer längeren Unterbrechung durch dicht gedrängte Faltenzüge erscheint eine pazifische Zone in Burma wieder. Bei Teng-jueh-tshou, im Gebiet des oberen Swehli, erscheinen Andesite inmitten alter Felsarten, mit ihnen beginnt eine neue pazifische Zone, die, dem Tale des Irawadi folgend, von den Basalten bei Bhamo zu den Vulkanen Ho-shue-shan, Poppadoun und weiter über die Inselvulkane Narkondam, Barren Island zum Sumatra-Javabogen führt. Dieser ganze Zug vom Capo de Gata bis Sumatra und Java, in Asien auf grössere Strecken unterbrochen, folgt dem alten Mittelmeer, der Thetys, wie es Suess genannt hat. Er mag als die mediterrane Zone bezeichnet werden.

Auf dem übrigen Teil des asiatischen Kontinents lassen sich zwei weitere magmatische Regionen ausscheiden, das Gebiet des alten Scheitels und das der disjunktiven Randgebilde. Letztere sollen zuerst betrachtet werden. Aus dem sabaikalischen Gebirgsland werden neben Basalten auch Trachyte und Rhyolithe (Liparite) angeführt. Zusammenhang gewinnen die jungvulkanischen Gesteine zu beiden Seiten des Chingan in der Mongolei. Auf der Westseite des Gebirges erstreckt sich der Zug von Nertschinsky Savod über Bogdyola, Amayolon Chan (Basalt, Tachylit, Limburgit) bis Kalgan. Die Kalgantrachyte sind sicher pazifisch. Von Hsüen-hwa-fu, südlich von Kalgan, habe ich an Proben der Richt-hofensammlung Biotitpyroxenandesit und Liparit feststellen können.

Auf der Ostseite des Chingan liegt das Vulkangebiet von Mergen, Berg Schater im Knie des Nonin, und der Vulkan Ujun Choldongi, der nach chinesischen Quellen noch in historischer Zeit einen Ausbruch gehabt hat. Die Laven sollen Basalte sein. Ich vermag nicht zu entscheiden, welcher Provinz sie angehören. In der südlichen Mandschurei sind sie S. von Ninguta und Kirin längs der Grenze gegen Korea entwickelt. Peik-to-shan ist ein erloschener Vulkan.

Die südlichen Fortsetzungen, die Nephelin-Basalte des Fangshan bei Nanking und weiter bis zu den Pescadoresinseln, sind dagegen sicher atlantisch. Am Ostrand des Sinchota-alin von 46° nördl. Br. etwa bis Mariinsk am Amur kennt man längs der Küste Trachyte und Basalt, ferner am Ochotskischen Meer, vulkanische Gläser bei Marekanka und endlich bei Nelkan und im Tal des Watom.

Alle diese Gesteine gehören bereits der pazifischen Randzone und damit, soweit sich ein Urteil bilden lässt, auch der pazifischen Magma-

provinz an. Und doch bestehen Unterschiede. Es sind keine typischen Andesitprovinzen. Neben Basalten herrschen Liparite und Trachyte, Gesteine, die in dem jungpaläozoischen Zyklus die Hauptrolle gespielt haben. Weiter im Norden an der Kapitanskaja Sopka steht Phonolith an, hier ist das atlantische Gebiet erreicht.

Das zweite grosse Gebiet ist der eurasiatische Scheitel, in dem basische, basaltische Laven, der sogen. sibirische Trapp, in Form von Massenergüssen eine so grosse Rolle spielen. Petrographisch sind diese Basalte Plagioklas-Augitgesteine von sehr gleichförmigem Habitus. Ihr Alter ist ein sehr verschiedenes, das geht bereits aus den Lagerungsverhältnissen hervor. Sie bilden entweder zusammenhängende mächtige Decken oder sie sind aufgelöst in isolierte Fetzen, die gewöhnlich nur die Gipfel der Berge krönen, oder sie haben sich in Stromform den bereits vorhandenen Tälern angepasst. Auch jugendliche Ausbruchsöffnungen mit Schlackenkegeln treten auf, wie die Vulkane Obrutschew und Muschetow im Gebiet des Witim westlich vom Baikalsee.

Die ältesten Ergüsse mögen bis in die Permzeit zurückreichen, ihre Eruptionen haben während des ganzen Mesozoikums und Tertiärs bis in eine relativ jugendliche Zeit angedauert. In vieler Beziehung erinnert der sibirische Trapp an den mächtigen und weit verbreiteten ostindischen Dekkantrapp. Auch dessen Eruptionen reichen aus dem Mesozoikum in die Tertiärzeit hinein. Ostindien ist ein Stück Gondwanalands, das zu dieser Zeit fast ausschliesslich atlantische Laven geliefert hat. Soll man diesen Trapp zur pazifischen oder atlantischen Sippe rechnen? Die Basalte nehmen offenbar eine besondere Stellung ein. Sie erscheinen im Verbande mit pazifischen, aber auch mit atlantischen Gesteinen. Die andesitischen Basalte besitzen ihren eigenen Habitus. Das gleiche gilt für die atlantischen Basalte. In diesen hat man in jüngster Zeit gewisse Leitminerale, wie die rhönitartige Hornblende, zu erkennen geglaubt. Diese äusseren Merkmale erleichtern die Abtrennung. Basalte dieser Art sind in der obigen Zusammenstellung in der Familie der Trachydolerite zu suchen. Allein diese Merkmale sind nicht immer ausgeprägt vorhanden. Es kommen auch Basalte mit typischen atlantischen Gesteinen zusammen vor, die sich nicht den Trachydoleriten einordnen lassen. Der Basalt kann auch geologisch vollständig selbständig in Form gewaltiger Massenergüsse auftreten, er schafft gewissermassen eine eruptive Panzerung der Erdoberfläche. Zu dieser Kategorie gehören der ostindische und sibirische Trapp. Letzterer bildet mächtige, zusammenhängende Decken in den Stromgebieten der Angara, steinigen und unteren Tunguska, Witim, Wilui und Olenek. In vereinzelter Partien ist er bis zur Mündung des Jenissei und Olenek zu verfolgen. Die Basalte reichen im Süden bis in das randliche Gebiet des Changai.

Alle diese Vorkommen sind aber nur Teile einer viel grösseren Provinz. König Karls-Land, Franz Josephs-Land, Spitzbergen zum Teil, die verstreuten schwedischen Basaltvorkommen, Jan Mayen, Faröer, das nordbritische Basaltgebiet, welches grössere Teile von Schottland, England, Wales, Irland und die inneren Hebriden umfasst, Island, Grönland, ferner Teile des arktischen Nordamerika, besonders Labrador gehören ein und derselben Provinz an. Die britische Provinz und Island besitzen mehr pazifische Merkmale, während Grönland im Untergrund atlantische Tiefengesteine aufweist. Das ganze Gebiet bildet jedenfalls eine Einheit für sich, es ist als Ganzes weder eine typische pazifische, noch eine atlantische Provinz. Das Verteilungsbild der beiden grossen Magmenfamilien gewinnt sehr wesentlich an Klarheit, wenn man diese Basalte ausscheidet und zu einer dritten selbständigen Magmafamilie zusammenfasst. Ich schlage vor, sie wegen ihres Auftretens in den zirkumpolaren Ländern als die arktische Sippe zu bezeichnen. Die arktische Sippe umfasst alle selbständigen basaltischen Magmen und ihre Spaltungsprodukte. Eine hierher gehörige dritte Reihe deutet Rosenbusch in seiner Charnokit-Anorthositreihe in seiner letzten Auflage der Physiographie 1908 bereits an.

Nach Abtrennung der arktischen Sippe erhält man folgendes Bild:

Die atlantische Magmareihe ist die herrschende des tertiären Zyklus. Sie ist über die ganze Erde verbreitet. Amerika, Asien, Afrika, Australien und alle Ozeane zeigen atlantische Gesteine.

Die pazifische Magmareihe dagegen bleibt auf bestimmte Zonen beschränkt. Es lassen sich zwei Zonen trennen:

1. Die zirkumpazifische Zone, die den Westrand des amerikanischen Doppelkontinents und die asiatischen und australischen Randbögen umfasst.

2. Die mediterrane Zone, die dem alten Mittelmeer, Thetys, folgt und durch Südeuropa, Vorderasien, Tibet, Burma bis zum Sumatra-Javabogen führt.

Örtlich beschränkt bleibt endlich die arktische Magmareihe, u. zwar auf die nördlichen Zirkumpolarländer und Teile von Gondwanaland (Ostindien).

Die Zonen der pazifischen Gesteine fallen mit den Geosynklinalen zusammen und sind gleichzeitig die Regionen der Erde, die während der Tertiärzeit und später von grösseren Faltungsvorgängen noch allein betroffen wurden. Pazifische Gesteine umrahmen die atlantischen Provinzen, nie tritt jedoch der umgekehrte Fall ein.

Die geographische Verteilung der Magmaprovinzen im Paläozoikum und Mesozoikum.

Verteilung der
Magmaprovin-
zen im Paläo-
zoikum und
Mesozoikum.

Die Abgrenzung der magmatischen Provinzen in der vortertiären Zeit stösst auf Schwierigkeiten. Das Bild der geographischen Verteilung muss ein sehr unvollständiges bleiben. Die oft sehr weitgehende Denudation hat die Eruptivgesteine zum Teil wieder zerstört. Andererseits ist die genaue Fixierung des Alters der Intrusionen und Effusionen in den meisten Fällen, zumal bei Tiefengesteinen, gar nicht möglich, wenn sie nicht im Verbande mit sicher bestimmbareren stratigraphischen Horizonten erscheinen. Selbst im günstigsten Fall lassen Intrusionen nur die Bestimmung der unteren Altersgrenze zu. Man wird eher Gefahr laufen, ihr Alter zu hoch einzuschätzen als umgekehrt. Trotz dieser grossen Unzulänglichkeit heben sich einzelne Züge ab, die bei der Erklärung der Magmenverteilung nicht ausser acht gelassen werden dürfen.

Wenn man die zahlreichen Analysen der kristallinen Schiefer durchmustert, so fällt eine Tatsache auf, dass unter den orthokristallinen Schiefen, darunter versteht man kristalline Schiefer, welche genetisch auf Eruptivgesteine zurückgeführt werden, Vertreter typischer atlantischer Gesteine so überaus selten gefunden werden. Die wenigen Beispiele, die man kennt, entstammen nicht dem archaischen Grundgebirge, sondern Vorkommen aus jüngeren Faltungsgebieten. Es herrschen unbedingt die pazifischen Gesteinsfamilien oder besser die sauren granitischen, also salischen Magmen.

Wir beginnen die Aufzählung der älteren atlantischen Magmaprovinzen mit dem:

1. Eurasiatischen Scheitel.

Im Gebiet der steinigen Tunguska hat v. Chrustschoff (45) wechsellagernd mit silurischen Kalken eruptive Decken eines Leuzitgesteins entdeckt. Darüber liegt der sibirische Trapp. Die ältesten Eruptivgesteine sind pazifisch. Auch in den Randgebieten des Scheitels finden sich nur pazifische Laven, Melaphyre, Porphyrite und Quarzporphyre, teils devonisch, teils karbonischen Alters. Selbst typische Grabenbrüche haben nur pazifische Laven geliefert, z. B. der Turfangraben u. a. m.

2. Der baltische Schild.

Die atlantische Provinz des Christianiagebietes und der Gegend von Gran in Norwegen ist nach Brögger mindestens zur Zeit des Old Red Sandstone = Unterdevon, vielleicht aber später, zum Ausbruch gekommen. Doch ist diese Provinz nicht rein atlantisch. Gegen den

Schluss der Eruptionsserie durchbrechen pazifische Quarzporphyre die atlantischen Gesteine. Die atlantischen Gebiete von Finnland und der Halbinsel Kola sind postdevonisch, genauer lässt sich das Alter nicht angeben. Da die letzten Krustenbewegungen dort interkarbonisch waren, sind die Eruptivgesteine vielleicht in dieser Zeit emporgedrungen. Auch die atlantischen Gesteine der Insel Alnö und das Cancrinitysenitgebiet in Elfdalen, Schweden, ist sicher nur postkambrisch, ebenso der Katapleitsyenit von Norra Kärr, den Törnebohm vielleicht für jurassisch oder noch jünger anzusprechen geneigt ist.

Das Auftreten atlantischer Gesteine beginnt hier mit dem Unterdevon und reicht mit Unterbrechungen durch pazifische vielleicht bis in das Mesozoikum fort.

In Verbindung mit dem baltischen Schild sind die atlantischen Gesteine des Asowschen Horstes in Südrussland, besonders des Mariupoler Kreises zu besprechen. Die vorkarbonischen Porphyrite und Diabase sind pazifisch, die Eläolithsyenite dagegen postkarbonisch. In neuerer Zeit, Anfang Tertiär, haben Adesite diese Provinz wieder erobert. Die vereinzelt atlantischen Eläolithsyenite des Ditrogebietes in den Karpathen und die Zirkonsyenite von Miasc, Ural, lassen sich nicht einordnen, da ihr Alter nicht bekannt ist.

1. Die Britischen Inseln und die kaledonische Region.

In England, dessen älterer Vulkanismus besser studiert ist, lassen sich folgende Eruptionszyklen zeitlich unterscheiden:

a) Die Eruptionsperiode des Lewisian (Archaikum), sie hat nur pazifische (salische) Laven geliefert und ist fast ausschliesslich eruptiv.

b) Die Eruptionsperiode des Präkambriums. Auch sie hat nur pazifische Laven gefördert.

c) Die Eruptionsperiode des Ordovician = Untersilur. Sie hat der Hauptsache nach noch pazifische Laven geliefert. Im Norden, im Gebiet der kaledonischen Überschiebung, in Western Sutherland und Ross, Schottland, begegnen wir zuerst einer atlantischen Provinz von Nordmarkiten, Nephelinsyeniten und Borolaniten. Sie haben die kambrischen Schichten von Assynt durchbrochen, sind aber von der kaledonischen Bewegung mitbetroffen worden.

d) Der Eruptionszyklus des Old Red = Unterdevon. Schottland und Irland werden wieder eine pazifische Provinz. Dagegen hebt sich in Südwestengland eine Magmaprovinz mit atlantischen Merkmalen ab, die mit ihren basischen Eruptivgesteinen von essexitischem Charakter verwandtschaftliche Beziehungen zu deutschen Vorkommen in Nassau und Westfalen anzeigt.

e) Die Eruptionsperiode Unterkarbon bis Perm. Zu dieser Zeit trennen sich zwei grosse Provinzen ab, eine atlantische schottisch-irische Provinz und eine pazifisch englische. Die Grenze läuft parallel der kaledonischen Faltungsachse durch Südirland und trennt Schottland und England. Die erstere hat karbonische Orthophyre, Trachydolerite und Phonolithe, Nephelin- und Ägiringesteine geliefert. Letztere ist typisch pazifisch, und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen weisen zum gegenüberliegenden Festland.

4. Das Gebiet der europäischen Altaiden. Das variskische und armorikanische Gebirge.

In Deutschland finden sich die ersten Spuren atlantischer Gesteine in den kaledonischen Einschaltungen silurischen Alters von Ostthüringen und dem Fichtelgebirge, wo Finckh (46) und Erdmannsdorffer (47) essexitische Diabase feststellen konnten. Auch die silurischen Diabase des Bruchberg-Acker-Zuges im Harz gehören hierher. Innerhalb des Devons vollzieht sich in Nassau der Wechsel der Provinzen. Während die Eruptivgesteine des Unterdevons pazifisch sind, gehören die Diabase des Oberdevons nach Brauns (48) zu den Alkalimagmen. Auch die Lahnporphyre sind atlantische Gesteine. Zur Zeit des Karbons und Perms erscheinen im variskischen Faltungsgebiet nur pazifische Gesteine in grossartiger Entfaltung, granitische Tiefengesteine in den deutschen Mittelgebirgen, ferner Quarzporphyre, Melaphyre, Porphyrite, deren Eruption bis in die Permzeit andauerte. Selbst in typischen Grabenbrüchen, wie dem Saar-Nahegraben, sind nur Quarzporphyre und pazifische Porphyrite emporgedrungen.

Im südlichen Europa ist Korsika bereits vor der Karbonzeit atlantischer Bezirk gewesen. Hier finden sich bei Evisa und anderen Orten Alkaligranite und atlantische Keratophyre unter Decken von permischem oder karbonischem Quarzporphyr.

Eine atlantische Provinz ist während der Karbonzeit in Frankreich zur Entwicklung gelangt. Die karbonischen Orthophyre des Massivs der Grandes Rousses zwischen Dauphiné und Savoyen, die den Drachenfelstrachyten entsprechen, die Leuzittephrite des Massiv central, der Dép. Loire, Rhône, Saone et Loire und andere Gesteine gehören dieser Gauverwandtschaft an.

In Portugal sind die Picota und Foya, sowie die Sierra de Monchique postkulmische, atlantische Provinzen.

5. Grönland.

Sowohl auf der Ost- als auf der Westseite treten Eläolithsyenite und verwandte Gesteine im Grundgebirge auf. Das Alter ist nicht sicher

festzustellen. Die Ostseite zeigt viel Analogien mit dem Christiania-gebiet; tektonische Bewegungen sind vordevonischen Alters und haben Silurschichten mitbetroffen. Das würde zum mindesten für ein silurisches Alter sprechen.

6. Nordamerika.

a) Der kanadische Schild. Atlantische Eläolithsyenite und ähnliche Tiefengesteine sind in Kanada in den Provinzen Quebec, Ontario und Wisconsin verbreitet. Sie durchbrechen das Präkambrium. Eine genauere Fixierung des Alters war nur in einem Fall, dem Theralith-Essexitgebiet der Montereian Hills möglich. Diese Gesteine sind karbonisch und zwar älter als die Appalachenfaltung, die auf der Grenze Karbon zu Perm sich abgespielt hat.

b) Die Appalachen. Eine weitere atlantische Eruptivprovinz erscheint auf der Ostseite des nordamerikanischen Kontinents im Gebiet der Appalachen in Vermont, New Hampshire, Massachusetts, New York und New Jersey. Es sind namentlich Alkalisyenite, Eläolithsyenite mit ihrer Gefolgschaft. Auch bei diesen Tiefengesteinen ist das Alter nicht mit Sicherheit anzugeben. Die Eläolithsyenite von Brookville in New Jersey treten intrusiv im Trapp der Newark-Formation = Untere Trias (Buntsandstein) auf, sie sind also jünger und mindestens mesozoischen Alters. Für die Alkalisyenite des Mt. Ascutney in Vermont bestimmt sich die Zeit der Intrusion zwischen Karbon und Kreide, also sehr wahrscheinlich gleichfalls mesozoisch. Die übrigen Vorkommen haben nur Schichten bis zum Silur durchbrochen. Älter, vielleicht vorkarbonisch, ist das Eruptivgestein von Essex Co. Massachusetts.

c) Das westliche Nordamerika. Im ganzen Westen sind verschiedene atlantische Regionen, besonders im Zuge der Rocky Mts., festzustellen. Sie alle sind jüngeren Alters, wenn nicht tertiär, höchstens Kreide oder Jura.

Während die Gebirgsbewegung in der Sierra, den Cascade und Klamath Mts., in der Coast-Range von Kalifornien Ende Jura eingesetzt hat, ist die Faltung der Rocky Mts. Ende Kreide erfolgt, zu gleicher Zeit auch die Krustenbewegungen des Kolorado- und Wyomig-Plateaus, der Wasatch- und Uinta-Berge und die Kaliforniens und Britisch-Kolumbiens. Von den mesozoischen atlantischen Regionen sind zu nennen in Südwest-Alaska die jurassischen Leuzitphonolithe des Hayes River, die Nephelinsyenite des Ice River, der Kruger Mts., die Rhombenporphyre des Kettle River in Britisch-Kolumbien. Die pazifischen Granodiorite, die dort eine so grosse Rolle spielen, sind spät mesozoisch. Britisch-

Kolumbien war schon zur mesozoischen Zeit ein Grenzgebiet. Kretazäisch ist der Nephelinsyenitlakkolith von Magnet Cove in Arkansas.

7. Südamerika.

An der atlantischen Küste von Brasilien auf Cabo Frio, in der Serra de Tingua, Serra Mantiqueira und Caldas sind Nephelin- und Leuzitgesteine mit den dazugehörigen Ergussgesteinen, Phonolithe usw., entwickelt. Ihr Alter ist karbonisch.

8. Gondwanaland.

a) Ostindien. Nephelinsyenite sind in Madras, Sivamalai Berge, und am Mt. Girnar gefunden worden. Sie durchbrechen das Grundgebirge. Das Alter lässt sich nicht ermitteln.

b) Madagaskar. Günstiger liegen die Verhältnisse auf Madagaskar, wo die Nephelinsyenite im Verbande mit mesozoischen Sedimenten auftreten. Sie haben noch Liasschichten im Kontakt verändert, sind demnach bestimmt nicht älter als mesozoisch.

c) Afrika. Der afrikanische Kontinent hat in jüngerer Zeit nur atlantische Gesteine geliefert. Sieht man von den zweifellos tertiären Vorkommen ab, so könnten die Nephelinsyenite des Niger-Benué-gebiets und der Los-Inseln älter sein, doch lässt sich mangels sicherer Altersbestimmungen nichts Positives darüber aussagen.

Das Nephelinsyenitgebiet des Bushveld im Transvaal ist postkarbonisch, also auch wohl mesozoisch oder höchstens permokarbonisch.

d) Australien. Ältere atlantische Gesteine trifft man in Australien an, zumal in New South Wales. Die Akerite und Nephelinsyenite und die dazugehörigen Effusionsformen, wie Trachydolerite, erscheinen im Permokarbon.

Nach Jensen (29) treten die Alkaligesteine im östlichen Australien längs einer mehrfach gebogenen Linie auf, die von Clermont nach Sprigg, nach Yerron, dann der Küste folgend, über Gladstone zu den Glass Mts. und weiter landeinwärts bis zu den Warrumbungles Mts. führt. Sie biegt wieder zurück und erreicht die Küste bei Jamberov und verläuft im Bogen über den Mt. Kosciusko zum Mt. Makedon.

Ähnliche Gesteine von Port Cygnet in Tasmanien sind zwischen Permokarbon und dem unteren Mesozoikum emporgedrungen.

Übersicht.

Aus diesem bei der Lückenhaftigkeit unserer Kenntnis unvollständigen Überblick ergibt sich für die zeitliche Verteilung der beiden grossen Magmareihen folgendes:

In der ältesten Zeit herrschen salische und pazifische Gesteine aus-

schliesslich. Erst im Silur sind die ersten Spuren atlantischer Gesteine nachweisbar. (Alter Scheitel, die schottischen Kaledoniden und kaledonischen Einlagerungen in Deutschland und vielleicht Grönland.)

Ähnlich liegen die Verhältnisse im Devon. Nur einzelne Gebiete tragen atlantische Merkmale, wie das Christianiagebiet, Südwestengland, Teile von Deutschland, Korsika und vielleicht die Essex Co. in Massachusetts. Das Auftreten atlantischer Gesteine im Silur und Devon ist nur eine vorübergehende Erscheinung. Pazifische Magmen verdrängen sie wieder. Das tritt besonders deutlich auf den Britischen Inseln, in Skandinavien, Deutschland und Korsika hervor. Am Ende des Paläozoikums mehren sich die atlantischen Vorkommen. Wieder ist es vor allem die nördliche Hemisphäre, doch kommen aus anderen Teilen der Erde neue Provinzen hinzu. Skandinavien ist atlantische Provinz geworden. In Schottland ist das alte silurische Nephelinsyenitgebiet zurückerobert worden. In Amerika bereitet sich der Umschwung zur atlantischen Provinz vor. Neu hinzu kommen ferner grössere Gebiete in Europa, Südrussland, Portugal, Frankreich, ferner Südamerika. Auch in Gondwanaland entwickelt sich atlantisches Gebiet.

Man gewinnt den Eindruck, dass beide Magmen mit einander um die Vorherrschaft kämpfen. Das jüngere atlantische, das sich zuerst nur vorübergehend behaupten konnte, gewinnt allmählich die Oberhand und hat in der Tertiärzeit die pazifischen Magmen, die anfangs die Alleinherrschaft besaßen, bis auf die Geosynklinalen, die Mittelmeer- und zirkumpazifische Zone zurückgedrängt. J e n s e n (29) glaubt, dass der Höhepunkt der Entwicklung atlantischer Magmen mit dem Eozän zusammenfällt. Der Nachweis dürfte, wenn er überhaupt zu erbringen ist, sehr schwierig sein. Die nördliche Hemisphäre und besonders diejenigen Teile der Erde, die seit langer Zeit von grösseren Faltenbewegungen freiblieben, unter denen die Erstarrung der Erdkruste wohl weiter vorgerückt sein dürfte, sind in der Entwicklung vorangeeilt. Alle älteren atlantischen Gebiete sind in der Tertiärzeit gleichfalls atlantisch. Während sich für die tertiäre Eruptionsperiode eine Abhängigkeit der Magmenverteilung von der Art der tektonischen Bewegung ergab — die pazifischen Gesteine stehen mit Faltungsercheinungen, die atlantischen mit Verwerfungen in Plateauregionen in Zusammenhang — besteht eine derartige Beziehung für die älteren Magmenprovinzen noch nicht. Die Art der tektonischen Bewegung kann demnach nicht die Ursache der Verschiedenheit der beiden Magmen sein.

Der obige Vergleich lässt, obschon seine Unterlagen noch in vieler Beziehung recht unvollkommene sind, doch bereits deutlich eine mit der Zeit fortschreitende Entwicklung der zur Eruption gelangenden Magmen erkennen. Die Tertiärzeit bedeutet auch hier einen Wendepunkt. Von

da ab gelangen die jüngsten Magmen, die atlantischen, zur Herrschaft. Basaltische Magmen hat es zu jeder Zeit gegeben. Sie stehen am Ende der Reihe Granit—Diorit—Gabbro. Neu hinzu kommen die atlantischen Gesteine, die von der Tertiärzeit ab sich zu erdumfassenden Provinzen zusammenschliessen.

Auch diese Erscheinung fügt sich in den Rahmen der Abkühlungshypothese. Eine mit der Zeit fortschreitende Erkaltung unseres Planeten lässt auch eine Weiterentwicklung der Magmen erwarten. Die jüngsten wären die tiefsten Magmen. Das Stammagma der atlantischen Sippe muss demnach noch unter den basaltischen Magmen angenommen werden.

Wie ist dieses Stammagma beschaffen? Sind die verschiedenen atlantischen Gesteine lediglich die Spaltungsprodukte desselben, oder haben Mischungen und Assimilationen den ursprünglichen Charakter verändert? Auf diese Fragen gibt die vergleichende Untersuchung zur Zeit noch keine Antwort.

Nur so viel lässt sich mit Sicherheit sagen, dass die Vorgänge der Differentiation oder Assimilation, oder beide zusammen, die Mannigfaltigkeit in der Gesteinswelt bedingen.

Diese beiden Vorgänge sind nun zu betrachten.

Differentiation.

Unter Differentiation im weitesten Sinne versteht man jeden Trennungsvorgang in der Natur, durch den eine ursprüngliche homogene Masse ohne Substanzzufuhr von aussen inhomogen wird. Die sich abscheidenden Massen erleiden eine Ortsveränderung und können einer weiteren Differentiation fähig sein. Durch diesen Vorgang ändert sich die stoffliche Zusammensetzung. Die Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine kann man auf derartige Differentiationsprozesse neben anderen Ursachen zurückführen.

Für die Eruptivgesteine kommen mehrere Arten der Differentiation in Betracht.

Die eine spielt sich innerhalb der schmelzflüssigen Phase allein ab, das ist die magmatische oder primäre Differentiation. Hiermit ist eine stoffliche Änderung ohne Änderung der Phase verbunden, die sich abscheidenden Massen bleiben flüssig. Die andere Art ist mit dem geologischen Gestaltungsvorgang auf das engste verknüpft.

1. Magmatische Differentiation. Primäre Differentiation. Tiefenmagmatische Differentiation (Brögger). Differentiation vor der Intrusion. Molekulare Differentiation (Iddings). Diffusionsdifferentiation. Statische Differentiation (Loewinson-Lessing) [49—53].

Diese Differentiation besteht in der Trennung eines Magmas in Teilmagmen, ehe die Kristallisation begonnen hat. Der ganze Vorgang spielt sich innerhalb der flüssigen Phase ab. Er verlangt eine relative Bewegung der Magmateilchen, nicht in Form von Strömungen, sondern eine im Ruhezustand sich abspielende molekulare Diffusionsbewegung, wie sie im kleinen in der Nähe eines wachsenden Kristalls innerhalb der Mutterlauge stattfindet. Die Abscheidung ist auf eine molekulare Fließbewegung zurückzuführen, verursacht durch osmotische Druckdifferenzen in den verschiedenen Teilen der Magmamasse. Sie dauert an, bis ein Gleichgewichtszustand erreicht ist. Jede Änderung der äusseren Bedingungen muss notwendig dieses Gleichgewicht wieder stören.

Die Grundvoraussetzung für das Zustandekommen derartiger molekularer Fließbewegungen ist vollständige Ruhe. Ein Aufrühren durch Konvektionsströmungen, in welchen grössere Magmamassen bewegt werden, verhindert die molekulare Bewegung. Konvektionsströmungen schliessen Diffusionsströmungen aus.

Fraglos hängt die Grösse des Diffusionsvermögens von der Viskosität des Magmas ab. Je grösser die innere Reibung ist, desto langsamer können sich die Molekeln bewegen. Die Zeiten, die zur Zurücklegung grösserer Weglängen erforderlich sind, sind ausserordentlich gross. Die Diffusion des Kupfervitriols ist z. B. so langsam, dass das Durchlaufen einer 11 m langen Wegstrecke etwa 1000 Jahre erfordern würde. Die Viskosität des Magmas ist jedenfalls eine sehr viel grössere, und es bedarf der Vorgang in ihm sehr viel grösserer Zeiträume, die sich mit geologischem Mass messen lassen. Druck steigert die Viskosität einer Flüssigkeit gewöhnlich, während die wachsende Temperatur sie verkleinert. Aus diesen Erwägungen heraus schreibt Becker (54) der molekularen Differentiation nur eine geringe Bedeutung für die Gesteinsgenese zu. Jedenfalls verlangt sie sehr viel Zeit und ruhende statische Verhältnisse. Die primäre Differentiation kann durch verschiedene äussere Bedingungen veranlasst werden.

Differentiation durch die Schwere.

Unter dem Einfluss der Schwerkraft müssen sich die dichteren Massen in tieferen Lagen konzentrieren. Die Materie im Inneren der Erde ordnet sich so an, dass mit zunehmender Tiefe auch das spezifische Ge-

Differentiation durch die Schwere.

wicht der Stoffe steigt. Diese Steigerung nach der Dichte ist zweifellos vorhanden und liefert das erste grobe Ordnungsprinzip der Stoffe in der Erde. Schon in der Säule einer wässerigen Lösung kann unter dem Einfluss der Schwere die Konzentration der schwereren gelösten Substanzen mit der Tiefe zunehmen. (Prinzip von Gouy und Chaperon.) Diese Notwendigkeit lässt sich auch theoretisch ableiten. Entgegen der Schwerkraft wirkt die Zentrifugalkraft. Es kann andererseits in einer Lösung durch Zentrifugieren die Konzentration der gelösten Substanzen angereichert werden.

Differentiation durch Temperaturunterschiede.

Differentiation
durch Temperatur-
unterschiede.
Ludwig-Soret-
sches Prinzip.

Ludwig (1856) und später Soret (1881) haben gezeigt (55), dass in einer Lösung, die in ihren verschiedenen Teilen eine verschiedene Temperatur besitzt, eine Wanderung der gelösten Substanzen längs des Temperaturgefälles eintritt. Dieses Phänomen ist zur Erklärung der molekularen Differentiation herangezogen worden. Zunächst sagt es nur etwas aus über die Änderung der Konzentration einer verdünnten Lösung in bezug auf die Verteilung der gesamten gelösten Menge bei ungleichen Temperaturen an den verschiedenen Teilen der Flüssigkeitssäule. Die Erscheinung hängt mit Differenzen des osmotischen Druckes zusammen. Die Bewegung hört auf, sobald der Gleichgewichtszustand eingetreten ist; dies ist der Fall, wenn die Konzentration an den verschiedenen Stellen der absoluten Temperatur umgekehrt proportional geworden ist. Auch auf Lösungen mit mehreren Komponenten, die sich zum Teil in elektrolytisch dissoziierten Zustand befinden, ist das Soret'sche Prinzip übertragbar, nur wird in diesem Fall die Bewegungsrichtung der verschiedenen Ionen und Molekelgattungen nicht immer die gleiche sein.

Die Erfahrung lehrt, dass gewöhnlich die schwerer löslichen Verbindungen zur Abkühlungsfläche diffundieren. Wendet man das Soret'sche Prinzip auf die magmatische Differentiation an, so kann trotzdem der Effekt kein grosser sein, wie Harker (52) an einem Beispiel zeigt. Nimmt man in den höheren Partien einer Magmasäule etwa 1100° (1373° absolut), in den unteren 1200° (1473° absolut) an, so würden die Konzentrationen, da sie den absoluten Temperaturen umgekehrt proportional sind, sich wie 1,07 : 1 verhalten. Das Magma ist überdies keine verdünnte Lösung, es gelten demnach auch für dasselbe die Gasgesetze nicht mehr streng.

Differentiation durch Druck.

Differentiation
durch Druck-
unterschiede.

In gleicher Weise wie im vorigen Fall sind Wanderungen der Teilchen mit oder entgegen dem Druckgefälle denkbar. Die Erscheinung ist ebenso zu erklären. Nur ist die Wirkung noch geringer als oben;

das zeigt die weit geringere Beeinflussung des Volumens durch Druck als durch Temperatur (vgl. S. 49).

Die Diffusionsdifferentiation, soweit sie sich nur auf das Soret'sche Phänomen stützt, ist nicht imstande, die grossen Verschiedenheiten der Gesteine zu erklären.

Differentiation durch Entmischung.

Man kennt eine Reihe von Flüssigkeiten, die eine beschränkte gegenseitige Lösungsfähigkeit besitzen, wie z. B. Anilin und Wasser oder Äther und Wasser. Gewöhnlich wird durch Temperatursteigerung die Löslichkeit erhöht, doch kommt der umgekehrte Fall auch vor. Die allgemeinen Prinzipien der Gleichgewichtsverschiebung durch Wärme und Druck sind auch auf dieses Problem anwendbar. Verläuft der Lösungsvorgang mit negativer Wärmetönung, so fördert eine Temperaturerhöhung die Löslichkeit und umgekehrt. Ist mit der Lösung eine Volumenkontraktion verknüpft, so wird der Druck die Löslichkeit erhöhen müssen. Für die silikatischen Magmen wäre zu erwarten, dass eine Entmischung durch Abkühlung oder Druckentlastung herbeigeführt wird, denn die Beobachtung im Felde lehrt, dass, je länger die Eruptionsperiode dauert, stärker differenzierte Produkte gefördert werden.

Treten mehrere Flüssigkeiten zusammen, so werden die Verhältnisse entsprechend komplizierter.

Bäckström (56) hat auf die begrenzte Mischbarkeit der Magmen eine Differentiationstheorie aufgebaut. Auch Rosenbusch's Kerntheorie (57) läuft schliesslich auf dasselbe Prinzip hinaus. Nach ihr sind alle Eruptivmassen durch Spaltung aus einem gemeinsamen Ur-magma und weiteren Zerfall der Teilmagmen entstanden. Die in denselben in gelöstem Zustand vorhandenen Verbindungen werden als Metallatomgruppen aufgefasst und als Kerne bezeichnet. In der vereinfachten Form nimmt seine Theorie die Kerne:

Rosenbusch's
Kerntheorie.

$(\text{Na}, \text{K}) \text{Al}_2\text{Si}_2$, CaAl_2Si_4 und $\overset{\text{II}}{\text{R}}\text{Si}$ (Pyroxenkern) und $\overset{\text{II}}{\text{R}}_2\text{Si}$ (Olivinkern), $\overset{\text{II}}{\text{R}} = \text{Mg}, \text{Fe. an.}$

Dieselben sind nur teilweise gegenseitig löslich und können durch Abscheidung Anlass zur Differentiation geben. Es lassen sich drei Hauptgesteinsreihen scheiden:

1. Die foyaitischen Magmen φ , charakterisiert durch die Herrschaft des Kerns $(\text{Na}, \text{K}) \text{Al}_2\text{Si}_2$; eine Nebenreihe sind die theralithischen Magmen ϑ , sie haben neben diesem Kern grössere Mengen der Kerne $\overset{\text{II}}{\text{R}}\text{Si}$ und $\overset{\text{II}}{\text{R}}_2\text{Si}$ aufgenommen.

2. Die granitodioritischen Magmen δ , Mischungen von $(\text{Na}, \text{K})\text{Al}_2\text{Si}_2$ und CaAl_2Si_4 .

3. Die gabbro-peridotitischen Magmen ψ . Es tritt $(\text{NaK})\text{Al}_2\text{Si}_2$ stark zurück, vorherrschend sind CaAl_2Si_2 und vor allem die Pyroxen- und Olivinkerne. Ob nun diese hypothetischen Kerne Existenzberechtigung besitzen, oder ob die sich später ausscheidenden Mineralien bereits als Molekülgruppen im flüssigen Magma existieren, wie Brögger annimmt, lassen sich doch gegen alle diese Entmischungstheorien Bedenken ins Feld führen.

Eine Konsequenz (52) der Rosenbuschschen Theorie ist, dass die Differentiation sich nur in einer Linie bewegt, mit der Tendenz, die Magmentypen dem reinen Zustand zu nähern. Wenn eine begrenzte Mischbarkeit angenommen werden soll, so muss dieselbe auch innerhalb eines umgrenzten Gesteinskörpers, eines Lakkolithen z. B., wirksam sein und darin stets Diskontinuitäten in der petrographischen Zusammensetzung erzeugen. Man beobachtet aber tatsächlich kontinuierliche Änderungen der stofflichen Zusammensetzung vom Rande gegen die Mitte des Gesteinskörpers.

Chemische
Vorgänge bei
der Differen-
tiation.

Vogt (59) zieht zur Erklärung der Differentiation das chemische Massenwirkungsgesetz heran, denn allgemein ist die Differentiationsfolge parallel der Kristallisationsfolge; letztere ist vom Massenwirkungsgesetz abhängig, also auch erstere. In den Fällen, in welchen die magmatische Differentiation sehr weit vorgeschritten ist, kommt es zur Abscheidung magmatischer Erzkörper. Es ändert sich also die Natur der Konzentrationsprodukte in den verschiedenen Differentiationsstadien, so dass jedes Teilmagma wieder für den weiteren Verlauf der Konzentration bestimmend wird. Damit ergibt sich eine Abhängigkeit der Differentiation von der Gesamtzusammensetzung des Teilmagmas, was wieder auf dasselbe Gesetz hinweist. Endlich ist das Magma elektrolytisch leitend, und die für Elektrolyte gültigen Gesetze sind auch auf dieses Problem anwendbar und damit das Massenwirkungsgesetz.

Auf diese Weise sind freilich nur die ersten Grundlinien für eine physikalisch-chemische Deutung gezogen, bis zu einer befriedigenden Differentiationstheorie ist der Weg noch weit.

Die Ursachen für die Verschiebung der chemischen Gleichgewichte sind auch in diesem Fall wieder Änderung von Druck und Temperatur. Wenn die chemische Seite des Problems auch auf diesem Wege wird erklärt werden können, so bleiben doch für die physikalische Seite genug ungelöste Fragen übrig.

Brögger, Birkeland und auch Vogt rechneten mit der Möglichkeit, dass die Bewegung unter dem Einfluss elektrischer Erdströme vor sich gehe. Allein es handelt sich bei der Differentiation um

ganze Molekülgruppen, nicht um Ionen, die dem Transport unterliegen. Elektrische Ströme, wie bei der Elektrolyse, werden deshalb kaum eine Rolle dabei spielen.

2. Konvektionsdifferentiation, Abkühlungsdifferentiation, intrusive Ascensionsdifferentiation (Loewinson-Lessing [49]).

Im Gegensatz zur Diffusionsdifferentiation, die statische Verhältnisse zur Voraussetzung hat, ist die Konvektionsdifferentiation gerade durch strömende Bewegung im Magma veranlasst, die entweder die Folge des Aufsteigens oder der Abkühlung ist. Die Konvektionsdifferentiation spielt sich teilweise noch innerhalb der flüssigen Phase, zum Teil aber bereits ab, nachdem die Kristallisation begonnen hat. Sie nimmt eine zeitliche Mittelstellung zwischen der ersten und der noch zu betrachtenden Kristallisationsdifferentiation ein.

Konvektions-
differentiation.

Konvektionsströmungen sind in erster Linie durch Dichteänderungen veranlasst, die ihre verschiedenen Ursachen haben.

1. Temperaturänderungen.

Abkühlung zieht Kontraktion und Zunahme der Dichte nach sich, u. zw. für Basalt nach Barus 0,00 0005 des Volumens auf ein Grad. Die kälteren Magmamassen sinken, die heisseren steigen auf. Längs der Abkühlungswände verläuft ein absteigender Strom, in der Mitte ein aufsteigender. (Becker [60]).

Einfluss der
Temperatur.

2. Druckänderungen.

Der Einfluss des Druckes auf das Volumen ist sehr viel kleiner. Nach Iddings Berechnung auf der von Barus gefundenen Zahlengrundlage wirken 40 Atm. soviel auf das Volumen ein wie eine Temperaturänderung von einem Grad, oder 1 Atm. ist äquivalent 0,025 °. Eine Magmasäule von der Dichte 2,5 muss 162,7 m, eine solche von der Dichte 3,6 135,6 m hoch sein, um einen Druck von 40 Atm. zu erzeugen. Die Dichte des Magmas ist also von der Lage innerhalb der Erde abhängig. Es ist zu beachten, dass die Dichteunterschiede durch ungleiche Temperaturen kompensiert werden können und damit vertikale Zirkulationsströmungen zum Stillstand kommen.

Einfluss des
Drucks.

3. Verschiedenheit des Gasgehalts.

Eine wesentliche Ursache der Differentiation scheint mir ein verschiedener Gasgehalt zu sein. Gas ist in schwankenden Mengen im Magma enthalten; selbst in ein und demselben Gestein ist es, wie die Brunnen Analysen noch in letzter Zeit wieder gezeigt haben, sehr ungleichmässig verteilt. Der Gasgehalt verschiebt die chemischen Gleichgewichte, er fördert ferner die Differentiation durch Herabsetzen der Viskosität

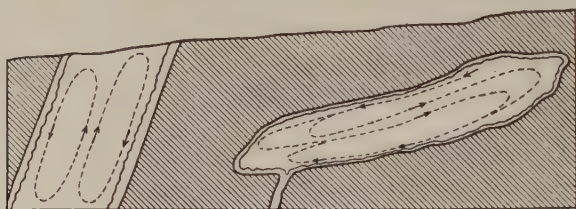
Einfluss des
Gasgehalts.

und kann endlich auch durch Änderung der Dichte zu Konvektionsströmungen Anlass geben.

Je gasreicher, desto weniger dicht ist ein Magma. Gasverlust ist gleichbedeutend mit Wärmeverlust, eine Gaszufuhr hat die gleiche Wirkung wie eine Wärmezunahme. Ein Gasverlust wird ganz besonders auf den Berührungsflächen mit dem Nebengestein eintreten.

Wie diese Abhängigkeitsverhältnisse erkennen lassen, hat die Gestalt der Eruptionskörper auf den Verlauf der Konvektionsströmungen grossen Einfluss. In geräumigen Magmakammern müssen die Vorgänge andere sein als in vertikalen Gängen oder seitlich ausgedehnten Intrusionskörpern. (Fig. 17.)

Fig. 17.



Konvektionsströmungen in Gängen und Lakkolithen,
nach Becker.

3. Kristallisationsdifferentiation. Sekundäre oder lakkolithische Differentiation (Brögger) Differentiation nach der Intrusion.

Kristallisationsdifferentiation.

Jede Kristallisation ist auch eine Differentiation, denn es tritt hierbei durch Phasenänderung beim Übergang in den kristallisierten Zustand Inhomogenität ein. Die Kristalle scheiden sich aus, die zurückbleibende flüssige Masse ändert ihre Zusammensetzung, wie im Kapitel III gezeigt wurde. Konvektionsströmungen bewirken den Transport der ausgeschiedenen Kristalle. Diese Art der Differentiation hat Becker (60) fraktionierte Kristallisation genannt. Dieselbe ist wieder stark abhängig von der Viskosität. Durch die Kristallisationsdifferentiation werden erklärt das Auftreten einer basischen Randfazies bei einem sauren Intrusivkörper, wenn zwischen ihm und dem Nebengestein Temperaturdifferenzen bestehen und sein Volumen gross ist, ferner die Anreicherung der Frühausscheidungen in den randlichen Partien, die kontinuierlichen Änderungen der Fazies, ihre bilateral symmetrische Verteilung in Eruptivgängen und ihre konzentrische in grösseren Massiven. Die Spaltung eines Magmas in saure und basische Teilmagmen kann damit nicht erklärt werden, denn die Differentiation in quarzhal-

tige Gesteine auf der einen Seite und Nephelin, Leuzit oder Olivin führende auf der anderen, kann auf diesem Weg nicht zustande kommen, da Quarz sich mit den anderen genannten Komponenten in jeder normalen Kristallisationsfolge anschliesst.

Unter besonderen Umständen können Modifikationen der Kristallisationsdifferentiation eintreten, so durch Sinken der Kristalle. Daly (61) erklärt auf diese Weise die abnormen unsymmetrischen Verhältnisse gewisser Lagergänge, wie z. B. des Moyie Sill, der im Crestonquarzit aufgesetzt. Im Hangenden dieses Sill findet sich Biotitgranit, im Liegenden Hornblendegabbro. Das basische Gestein hat Quarz aus dem Quarzit aufgenommen, und während der Kristallisation sind die Kristalle zu Boden gesunken und haben den Gabbro geliefert, während der saure Rest als leichter Granit erstarrt ist. Statische Verhältnisse und eine gewisse Dünflüssigkeit sind auch hier wieder unerlässliche Grundbedingungen. Ein derartiger Fall wird gewöhnlich nur in einer früheren Periode, in der das Magma noch besonders heiss und dünnflüssig ist, möglich sein.

Einen andern Fall nennt Harker (52) Differentiation durch Auspressung oder Filtrationsdifferentiation. Ist die Kristallisation schon ziemlich weit vorgeschritten, sodass die ausgeschiedenen Kristalle nicht mehr frei schweben oder sinken können, sondern sich zum Teil berühren und gegenseitig tragen, so gleicht eine derartige Magmamasse einem mit Wasser gesättigten Schwamm. Gerichteter Druck presst dann den noch flüssigen Magmarest, der sich der eutektischen Zusammensetzung nähert, aus. Die Bewegungsrichtung des flüssigen Residuums ist von der Druckrichtung abhängig. Es wird durch tektonische Vorgänge, die während der Kristallisationsperiode eintreten, ein Teil des Magmas ausgepresst, und die bereits ausgeschiedenen Kristalle werden abfiltriert.

Filtrations-differentiation.

Zusammenfassung.

Der Vorgang der Differentiation ist ein sehr komplizierter, da er durch ein Zusammenwirken verschiedener äusserer physikalischer Bedingungen und Ursachen hervorgerufen wird. Die bedingenden Faktoren werden von Fall zu Fall verschieden sein, und es erscheint mir ein verfehltes Beginnen, nach einem Grundprinzip zu suchen, das eine für alle Fälle gültige Erklärung der Differentiation gibt. Die Differentiation ist eine Erscheinung, die mit dem geologischen Gestaltungsprozess selbst und mit seiner Vorgeschichte eng zusammenhängt. Man wird bei diesem Problem zwei Seiten unterscheiden müssen: eine chemische, die die stoffliche Verschiedenheit der Spaltungsprodukte zu erklären hat, und eine physikalische, die die Ursachen der Spaltung und den Bewegungsmechanismus abzuleiten hat.

Zusammenfassung.

Was die stoffliche Natur der Spaltungsprodukte betrifft, so er-

geben sich folgende empirische Regeln, die Brögger in seiner klassischen Monographie des Christianiagebietes gewonnen hat, und die auch anderswo bestätigt worden sind.

1. Die Molekülgruppen, welche durch die Differentiationsprozesse Bewegung erfahren und örtlich konzentriert werden, sind solche, die auch bei der Kristallisation des Magmas sich ausscheiden können.

2. Differentiations- und Kristallisationsfolge laufen einander parallel.

In diesem Verhalten kommt das chemische Massenwirkungsgesetz zum Ausdruck. In welcher Weise dies geschieht, wird sich erst beantworten lassen, wenn die synthetischen Untersuchungen der Silikatschmelzen weiter fortgeschritten sind.

Die Bewegungen, die der Differentiation zugrunde liegen, sind teils Diffusionsbewegungen, teils Konvektionsströmungen, veranlasst durch die Schwerkraft oder Temperatur- und Druckverschiebungen.

Eine andere Frage ist es, ob die Differentiationserscheinungen allein imstande sind, die Mannigfaltigkeit der Gesteinswelt, die petrographischen Provinzen und endlich die Gesetzmässigkeiten der Eruptionsfolge zu erklären. Eine Beeinflussung der Magmen von aussen durch Aufnahme fremder Bestandteile gehört sicherlich in den Bereich der Möglichkeit und kann nicht ohne weiteres in Abrede gestellt werden. Derartige Vorgänge kann man als Assimilation bezeichnen, sie sind nunmehr zu behandeln.

Assimilation.

Die Assimilation ist die Umkehrung der Differentiation. Während durch den letzteren Vorgang eine ursprünglich homogene Magmamasse inhomogen wird, vereinigen sich bei der Assimilation inhomogene Massen zu neuem homogenen Magma. Assimilation und Differentiation schliessen sich jedoch nicht gegenseitig aus. Im Gegenteil kann als sicher gelten, dass Assimilation stets mit Differentiation verknüpft ist, und dass die erstere wohl immer die Veranlassung zu dem zweiten Vorgang sein muss.

Es sind zwei Fälle zu unterscheiden. Erstens können sich zwei flüssige Magmen mischen und ein neues Magma liefern, zweitens kann das flüssige Magma mit festem Gestein zusammenkommen und dasselbe auflösen und einschmelzen. Dieser letzte Fall lässt noch zwei weitere Unterfälle zu. Das feste Gestein ist einmal ein Sediment, dann selbst ein vulkanisches Gestein.

Mischung flüssiger Magmen.

Bunsen (62) kam im Jahre 1851 auf Grund des Studiums der isländischen Eruptivgesteine zu der Ansicht, dass alle intermediären Ge-

steine sich aus der Mischung zweier extremer Magmen in verschiedenen Verhältnissen ableiten lassen. Als solche nahm er ein normalpyroxenitisches und ein normaltrachytisches Magma an. Auf demselben Wege bewegt sich Durocher (63) mit seiner Mischungstheorie. Den Beweis, dass derartige Theorien nicht richtig sind, hat Harker (52) in schlüssiger Form geliefert. Will man nämlich die Variationen der chemischen Zusammensetzung vieler Gesteine, z. B. der einer bestimmten petrographischen Provinz oder eines zeitlichen Eruptionszyklus, zur Anschauung bringen, so können Variationsdiagramme in folgender Weise entworfen werden. Auf der Abszisse werden die Kieselsäuren in Gewichtsprozentzahlen abgetragen, auf der Ordinate die zu dem betreffenden Kieselsäuregehalt gehörigen Werte von Na_2O , K_2O , CaO , MgO und $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. Die Punkte häufen sich um fünf Kurven, die die Variationen der gesteinsbildenden Elemente in ihrer Abhängigkeit von der Kieselsäure übersehen lassen. Diese Kurven, die sich gelegentlich schneiden, sind stets krumme Linien mit Maxima und Minima. Durch Mischung zweier Magmen in verschiedenen Verhältnissen erhält man ein Mischungsdiagramm, in welchem die Kurven nur gerade Linien sein können.

Hiermit ist nur festgestellt, dass durch Mischung flüssiger Magmen die Gesteinsverschiedenheiten nicht zu erklären sind, möglich bleibt der Fall, dass flüssige Magmen zusammentreffen und sich vermischen können.

Derartige Mischgesteine hat Loewinson-Lessing syntektische Gesteine, bisomatische Laven oder Taxite, Harker hybride Gesteine genannt, Bastardgesteine, d. h. Gesteine, die durch Kreuzung entstanden sind. Es wäre sehr zu wünschen, wenn die Petrographie noch mehr als es bisher geschah, ihr Augenmerk auf diese interessante Gruppe lenken möchte. Hybride Gesteine werden chemisch durch eine abnorme Zusammensetzung auffallen und mineralogisch durch ungewöhnliche Bestandteile ausgezeichnet sein.

Hybride Gesteine.

Assimilation fester Gesteine durch das Magma.

Eine Assimilation fester Gesteine durch das Magma kann in den verschiedensten Stadien beobachtet werden. Vom nahezu unverzehrten Einschluss bis zur völligen Aufzehrung lassen sich alle Zwischenstadien u. d. M. studieren. Meist ist diese Erscheinung lokal begrenzt. Das Endresultat der Absorption fremder Einschlüsse in grösserem Massstabe sind Gesteine ungewöhnlicher Zusammensetzung.

Assimilation fester Gesteine.

Es seien einige besonders auffallende Beispiele angeführt:

Högbom (64) beschrieb von Alnö einen Nephelinsyenit, in welchem durch Aufnahme von wahrscheinlich silurischem Kalk sich schiffgranitische Verwachsungen von Olivin, Ägirin und Kalkspat ausge-

schieden haben. Aus der Mischung von Granit und Gabbro geht auf Skye ein hybrides Gestein hervor, welches Harker (65) Marscoïd benannte. Es besitzt Phorphyrstruktur durch Einsprenglinge von Labrador und Quarz. Mischgesteine der Lherzolithe sind die Ariégite, die Lacroix aus den Pyrenäen beschrieben hat. Die ungewöhnlichen Bestandteile sind hier Granat, Spinell, Rutil, Chromdiopsid. Für manche Ergussgesteine dieser Art ist eine Lagenstruktur eigentümlich, die eutaxitische Struktur oder Pipernostruktur genannt werden kann.

Die olivinführenden Amphibol-Pyroxendazite von den Escaleras-Bergen, die Belowsky (67) beschrieb, gehören hierher. Auch die diamantführenden Kimberlite in Südafrika wird man als Mischlinge ansprechen dürfen. Die Erscheinung ist überhaupt weiter verbreitet, als es zunächst den Anschein hat, wie Weber (68) in seiner Arbeit über die metamorphen Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen gezeigt hat. Doch ist es bei dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis noch nicht immer möglich, Mischgesteine als solche zu erkennen.

Assimilation
von Sedi-
menten.

Am leichtesten ist die Erkennung, wenn die assimilierten Gesteine sedimentärer Herkunft sind. Die Stoffzufuhr bei der Einschmelzung von Sandsteinen, Quarziten besteht einseitig vor allem aus SiO_2 , bei Tonschiefern aus Al_2O_3 mit etwas SiO_2 und Alkalien, bei Karbonatgesteinen aus vorwiegend CaO .

Genauere Untersuchungen über den Einfluss dieser Stoffzufuhr auf die verschiedenen Eruptivgesteine sind nicht angestellt. Die folgenden Überlegungen wollen nur die Richtungen feststellen, nach welchen Veränderungen zu erwarten sind; sie beschränken sich auf die Ergussgesteine.

1. Pazifische Laven.

Kieselsäure kann nur von solchen Laven verarbeitet werden, die noch nicht mit SiO_2 gesättigt sind. In intermediären und sauren Laven, wie in den Trachyten, Andesiten, Lipariten und Daziten, wird sie ausgeschieden und der Quarzgehalt vermehrt. Basische Gesteine, wie die Basalte, verändern unter Umständen ihren Mineralgehalt, indem zunächst der Olivin verschwindet; Enstatit- und Bronzitbasalte bzw. Diabase und vielleicht Glimmerbasalte können das Resultat sein. Bei erheblicher Kieselsäurezufuhr wird Quarz ausgeschieden, wie die Quarzbasalte und Quarzdiabase lehren.

Die Tonerdezufuhr wird den Mineralbestand von Gesteinen, die mit Tonerde noch nicht gesättigt sind, die also rhombische und diopsidische Augite führen, verändern, indem sich zunächst sesquioxidgehaltige Augite bilden müssen. Der Augit und auch die Hornblende vermögen recht beträchtliche Mengen Al_2O_3 aufzunehmen. Ist die Sättigungsgrenze erreicht, so scheiden sich Tonerdeverbindungen aus, die gewöhn-

lich im Eruptivkontakt beobachtet werden, wie Cordierit, Andalusit, Granat, Spinell und selbst Korund. Die Cordieritandesite und -liparite sind Beispiele. Die genannten Mineralien sind als akzessorische Bestandteile in den sauren und intermediären Typen häufig gefunden. Auch im Basalt kommt es zur Ausscheidung von Spinell, Kalktongranat und Korund.

Eine Zufuhr von Kalk vermehrt einerseits den Plagioklasgehalt, andererseits werden Hornblende und Augit zunehmen. Jede Kalkzufuhr bedeutet gleichzeitig ein Basischerwerden des Gesteins. Die basaltischen Gesteine mögen sich auf diese Weise den Pyroxeniten nähern.

Eine fundamentale Veränderung des Gesteins tritt jedenfalls nicht ein.

2. Atlantische Laven.

Für die atlantischen Laven gelten die gleichen Überlegungen. Eine Zufuhr von SiO_2 wird nur basische Gesteine merklich beeinflussen. Die sauren und intermediären Typen, wie die Comendite und Alkalitrachyte, scheiden Quarz aus. In den Phonolithen, Tephriten, Trachydoleriten, Leuzit- und Nephelिंगesteinen erfolgt die Zufuhr auf Kosten der Feldspatvertreter und des Olivins. Der Feldspatgehalt erhöht sich, die Gesteine nähern sich dann den Alkalitrachyten. Die Tonerde geht zunächst wieder in den Augit oder die Hornblende unter Bildung sesquioxydreicher Glieder, wie z. B. den Ägirinaugit über. Ein Überschuss wird als Spinell ausgeschieden. Eine Kalkzufuhr wird unter Umständen den Plagioklas vermehren, meist jedoch die Zusammensetzung der Augite und Hornblendens verändern. Ein Kalküberschuss wird, soweit die Erfahrung lehrt, als Melilith, Melanit, Perowskit, Wollastonit, in Tiefengesteinen als Cancrinit ausgeschieden. Durch Aufnahme von Sedimenten werden jedenfalls die atlantischen Merkmale der Reihe nicht verwischt. Pazifische Gesteine entstehen auf diese Weise in keinem Fall.

Schwieriger lassen sich die eintretenden Veränderungen übersehen, wenn Magmen vulkanische Gesteine aufzehren. In diesen Fällen ist die Stoffzufuhr nicht nur auf bestimmte Verbindungen, wie SiO_2 , Al_2O_3 und CaO , beschränkt. Das eingeschmolzene Gestein hat eine ähnliche Zusammensetzung wie das einschmelzende. Es ist zu erwarten, dass im allgemeinen auch die Beeinflussung entsprechend geringer ist, obgleich mehr Bestandteile davon betroffen werden. Andererseits kann in gewissen Fällen durch eine geringe Verschiebung der stofflichen Gleichgewichte der Mineralbestand, der sehr fein auf derartige Einflüsse reagiert, erheblich geändert werden. Da man die chemischen Gleichgewichte, welche die Mineralausscheidung in den Eruptivgesteinen regeln, noch nicht kennt, ist es zurzeit nicht möglich, die Richtungen, nach denen sich die Veränderungen vollziehen, anzugeben. R. Brauns untersuchte in jüngster

Assimilation
vulkanischer
Gesteine und
kristalliner
Schiefer.

Zeit die Auswürflinge des Laacher Trachyts und stellte fest, dass Muskovit-Biotitschiefer zu Sanidiniten und Noseanphonolithe zu Noseaniten umgeschmolzen worden sind. Auch hier stellt sich in den Produkten der Pyrometamorphose eine für Eruptivgesteine ungewöhnliche Mineralzusammensetzung ein.

Der physikalische Vorgang der Gesteinseinschmelzung.

Der physikalische Vorgang der Gesteinseinschmelzung.

Jeder Einschmelzungsvorgang entzieht dem einschmelzenden Magma sehr erhebliche Quantitäten Wärme. Einmal muss das feste Gestein bis zu seinem Schmelzpunkt erwärmt werden, dann bedarf der Schmelzprozess selbst einer Wärmezufuhr, die der latenten Schmelzwärme des betreffenden Gesteins entspricht. Diese Wärmemengen muss das Magma noch abgeben können, ehe es sich selbst so weit abkühlt, dass seine Kristallisation beginnt. Daraus ergibt sich als notwendige Folgerung, dass ein Magma, welches imstande ist, Nebengestein zu assimilieren, eine sehr viel höhere Temperatur besitzen muss, als zum Beginn seiner Kristallisation erforderlich ist. Eine Überschlagsrechnung kann über die Grössenordnung der Temperaturen und Wärmemengen Aufschluss geben. Es müssen bekannt sein die spezifischen Wärmen des Nebengesteins und des Magmas bei den betreffenden Temperaturen und endlich die Schmelzwärmen der zu assimilierenden Gesteine und ihr Schmelzpunkt oder ihre totale Schmelzwärme. Die spezifische Wärme des Basaltmagmas wurde von Barus zu 0,350 Kal. ermittelt, es ist das die Wärmemenge, die erforderlich ist, um die Gewichtseinheit 1 g der Basaltschmelze im Temperaturgebiet von 1300—1400° um 1° zu erhöhen. Die totale Schmelzwärme $C_{\text{total}} = C_{t-0^\circ} (t-0^\circ) + q$, wenn C_{t-0° die mittlere spezifische Wärme zwischen t° und 0° , t die Schmelztemperatur und q die latente Schmelzwärme ist, beträgt nach Vogt (69) für Mineralien, die zwischen 1100 und 1250° schmelzen, 400—450 Kal. pro Gramm Substanz. Mit diesen Zahlen führt Daly (70) [S. 36] die Berechnung der Wärmemenge aus, die ein Basalt von 1300° abgeben kann, bis er sich auf seinen Erstarrungspunkt 1140° abgekühlt hat. Er findet, dass dann 7,5 Masseneinheiten Basalt imstande sind, eine Masseneinheit des Nebengesteins um 1000° zu erwärmen und eben zu schmelzen.

Diese Zahl ist noch viel zu klein, da die Wärmeverluste durch Leitung nicht berücksichtigt wurden. Für Einschmelzungen im grösseren Massstab müssen demnach sehr viel höhere Temperaturen des Magmas gefordert werden. Diese Überschlagsrechnung, so unvollkommen sie ist, lehrt jedenfalls, dass die Assimilation eine beschränkte Erscheinung ist, die in grösserer Ausdehnung nur in grösserer Tiefe zu erwarten ist, wo die festen Gesteine bereits nahe dem Schmelzpunkt gelegene Tem-

peraturen besitzen und daher weniger Wärme dem Magma entziehen. In der Nähe der Oberfläche ist eine Einschmelzung meistens nur von lokaler Bedeutung, eine Tatsache, die mit den petrographischen Beobachtungen vollständig im Einklang steht.

Durch die Aufnahme fremden Materials wird der Schmelzpunkt oder besser der Kristallisationsanfangspunkt herabgesetzt, das haben die synthetischen Versuche gezeigt und ist auch theoretisch zu erwarten.

Wiederaufschmelzen bereits erstarrter Magmen.

Mit dem Assimilationsvorgang eines aufsteigenden Magmas eng verwandt ist das Wiederaufschmelzen bereits erstarrter Magmen. Derartige Fälle können auf verschiedene Weise zustande kommen. Wir haben gesehen, dass innerhalb der Umarbeitungszone der Erde auch gegen die Tiefe gerichtete Bewegung von Krustenteilen eintreten. Auf diese Weise gelangt verfestigtes Magma in heissere Regionen und muss wieder flüssig werden. Die chemische Zusammensetzung und der Gesteinscharakter werden damit nicht geändert, höchstens wird der Gasgehalt ein anderer. Taucht das feste Gestein auf diesem Wege in flüssige Magmen ähnlicher oder verschiedener Zusammensetzung ein, so sind die oben erörterten Bedingungen für die Mischung von Magmen gegeben. Durch Wiederaufschmelzen kann unter Umständen die Eruptionsfolge der Laven umgekehrt werden.

Wiederaufschmelzen bereits erstarrter Magmen:

durch zur Tiefe gerichtete Krustenbewegungen.

Auf diesem Wege sucht Jensen (29) die Alkaligesteine zu erklären. Dieselben kommen nach ihm erst in dem tertiären Zyklus zur grösseren Entfaltung und zwar fällt der Höhepunkt ihrer Entwicklung in die Eocänzeit. Es sind kontinentale Gesteine, die mit besonderer Vorliebe in kristallinen Schiefern aufsetzen, zumal in den Horsten alter Schiefer, die in der Nachbarschaft mesozoischer Gebiete auftreten. Letztere sinken infolge der Sedimentation zur Tiefe. Ihr Liegendes, das sind Teile der primären Estarrungskruste, wird geschmolzen.

Die frühesten Sedimente der Erde sollen in weit grösserem Umfang als später von alkalireicher Zusammensetzung gewesen sein. Die Schmelzung und Vermischung der alkalischen Sedimente erzeugt die foyaitischen Magmen, die nun unter dem Druck der sinkenden Sedimentschollen seitlich in die angrenzenden Horste hineingepresst werden.

Abgesehen davon, dass die maximale Entwicklung der foyaitischen Magmen in der Eocänzeit eine Behauptung ist, die sich kaum erweisen lässt, wissen wir über die Beschaffenheit der frühesten Sedimente nichts Sicheres.

Ein Wiederaufschmelzen verfestigter Gesteine kann ferner eintreten, wenn in den Geosynklinalen der Erde durch Anhäufung von

durch Aufsteigen der Geosynklinalen.

Sedimenten die Geoisothermen ansteigen. Damit rücken die Gebiete höherer Temperatur gegen die Oberfläche und schmelzen entsprechend feste Krustenteile ein.

Durch Druckentlastung und damit verbundene Schmelzpunktsverschiebung kann auch eine vorübergehende Schmelzung eintreten. Da diese aber nicht sehr bedeutend ist, wird dieses Phänomen auf eng begrenzte äussere physikalische Bedingungen beschränkt bleiben.

Eine vierte Möglichkeit gewährt schliesslich das Aufsteigen juveniler Gase, die als Wärmeträger aufschmelzend wirken. Diese Auffassung hat Suess (71) vor allem entwickelt. Nach ihm sind die heutigen Laven Rekakte, die nach dem Aufschmelzen durch Gase zu neuem vulkanischen Leben erweckt werden. In diesem grossen Umfang aber lässt sich die Suesssche Theorie sicherlich nicht aufrecht erhalten. Ein Aufschmelzen in einem derartigen Masstab erfordert ganz gewaltige Wärmemengen, deren Herkunft zu erklären nicht leicht sein dürfte.

Weitgehende Assimilation verbunden mit Differentiation zieht Daly (30) zur Erklärung der petrographischen Verschiedenheiten der Eruptivgesteine heran. Alle seit dem Archaikum emporgedrungenen Eruptivgesteine sind syntektische Magmen. Nur die basaltischen Magmen sind primär und unterlagern die feste Kruste allenthalben, die auf denselben schwimmt. Die Verschiedenheit der pazifischen (subalkalischen) und atlantischen Alkalilaven erklärt er auf folgende Weise. Beide Magmenreihen kommen in allen Gebieten zusammen vor und bilden Übergangstypen. Die atlantischen Gesteine treten, was ihre Masse betrifft, sehr hinter den pazifischen Gesteinen zurück. Die grösste Alkaliprovinz ist in Skandinavien entwickelt, sie lässt sich an Umfang nicht entfernt mit dem gewaltigen granodioritischen Tiefengesteinszug des nordwestlichen Amerika vergleichen. Wo alkalische Gesteine auftreten, setzen sie in karbonatischen Sedimentgesteinen auf, oder solche sind im Untergrunde zu vermuten. Die durchbrochenen, losgelösten Sedimente sinken im Magma unter und werden in den tieferen Niveaus aufgezehrt. Die Kalkzufuhr ist die Veranlassung einer Spaltung in kalkarme Alkaligesteine und kalkreiche pazifische Magmen. Erstere werden als die Differentiationsprodukte syntektischer Magmen aufgefasst.

Gegen die Dalysche Hypothese lassen sich eine Reihe von Einwänden machen. Beide Magmenreihen kommen allerdings zusammen vor, wenn man das geologische Alter der Gesteine nicht berücksichtigt. Zumal für die Tertiärzeit lassen sich jedoch die beiden Reihen auch örtlich scharf scheiden. Übergangstypen und ein Ineinandergreifen der Provinzen sind Grenzerscheinungen. Die sichtbaren atlantischen Tiefengesteine lassen sich nicht an Masse mit den pazifischen vergleichen, doch ist der Grund ein anderer. Ein der granodioritischen Narbe in Kolumbien an

durch Aufsteigen juveniler Gase.

Dalys Erklärung der atlantischen und pazifischen Magmen durch Assimilation und Differentiation.

Umfang mindestens ebenbürtiger atlantischer Tiefengesteinszug wird unter dem gewaltigen vulkangekrönten ostafrikanischen Bruch anzunehmen sein. Ferner brechen pazifische Tiefengesteine, wie Granite und Diorite, ebenso häufig durch karbonatische Sedimente, ohne dass sie von atlantischen Spaltungsprodukten begleitet werden. Sie sind nur im Tertiär seltener, dafür aber in dem Paläozoikum desto häufiger. Der Grund liegt darin, dass die atlantischen Magmen überhaupt erst zur Tertiärzeit zur Herrschaft gelangt sind und ihre Tiefengesteine daher erst in geringerem Masse enthüllt sind als die älteren pazifischen.

Da endlich der atlantische Nephelinbasalt schwerer ist als der gewöhnliche Feldspatbasalt, kann er unmöglich durch Assimilation leichterer Gesteine, wie der Granite oder Sedimente, von seiten des Feldspatbasalts entstanden sein.

Johnston-Lavis' osmotische Theorie.

Johnston-Lavis (72) setzt zur Erklärung der basischen Grenzfazies saurer Eruptivgesteine, zumal der Essexite von Gran in Norwegen voraus, dass das ursprüngliche Magma durch die Berührung mit den kalkigen Sedimenten einen Austausch von Bestandteilen erfahren hat. Magnesia, Eisen und Kalkverbindung nimmt es aus den Sedimenten auf und gibt dafür sehr wahrscheinlich Kieselsäure und Alkalien an dieselben ab. Diesen Austauschprozess denkt er sich als eine Art osmotischen Vorganges.

Osmotische
Theorie.

Die osmotische Theorie unterscheidet sich von den reinen Assimilationstheorien dadurch, dass nicht ein völliges Einschmelzen, sondern nur eine wechselseitige Reaktion zwischen Eruptivgestein und Sediment angenommen wird. Der physikalisch-chemische Vorgang eines solchen Austausches wird nicht klargelegt.

Für das Grangebiet hat Brögger (50) die Unhaltbarkeit dieser Theorie dargetan. Andererseits hat Lacroix (73) beobachtet, dass in den Kalkeinschlüssen und Auswürflingen des Vesuvs sich nahe dem Lavakontakt Kalksilikate, und im Kalkstein sich mehr Magnesiasilikate bilden.

Eine Klärung dieser Verhältnisse hat die eingehende Monographie der Kontaktgesteine des Christianiagesbietes von V. M. Goldschmidt (72a) gebracht. Unter dem Einfluss der magmatischen Gase spielt sich eine besondere Form der Kontaktmetamorphose ab, die mit einem starken Stoffaustausch verknüpft ist, sie wird pneumatolytische Kontaktmetamorphose genannt (siehe Kapitel VI). Dieselbe ist ausschliesslich an Kalkgesteinen zu beobachten. Der Kalk wirkt fällend und ansammelnd auf die Gase.

Das Phänomen hat daher nur einen beschränkten Anwendungsbereich.

Schlussbetrachtung.

Schluss-
betrachtung.
Die Rolle der
Differentiation
und Assimila-
tion bei der
Entstehung
der Magmen.

Die Magmazone gehört der unzugänglichen Tiefe an. In den mannigfaltigen Eruptivgesteinen projiziert sie sich auf die Oberfläche der Erde. Die Verschiedenheit im einzelnen, in den grossen Magmaprovinzen, in den engeren petrographischen Bezirken zu erklären, war die Aufgabe dieses Abschnittes. Damit gehört untrennbar zusammen auch die Frage nach der Veränderlichkeit der Eruptivgesteine mit der Zeit, innerhalb der Entwicklungsgeschichte der Erde, und die Eruptionsfolge in örtlich und zeitlich begrenzten Eruptivgebieten.

Differentiation und Assimilation sind die beiden Vorgänge, durch welche die obigen Erscheinungen hervorgerufen werden. Die Ansichten sind sehr geteilt, ob man der Differentiation oder Assimilation den ersten Platz einräumen soll. Von petrographischer Seite wird meistens der Differentiation die entscheidende Bedeutung beigemessen, während die Assimilation höchstens als störender Faktor angesehen wird. Brögger (50), Rosenbusch (25), Iddings (17) u. a. sind die Hauptvertreter dieser Richtung. Von geologischer Seite wird die Rolle der Assimilation stärker betont. Michel Lévy (74) und seine Schule sehen in den Tiefengesteinsbatholithen gewaltige Aufschmelzmassen; Suess hat ähnliche Vorstellungen. Die Laven sind Rekakte durch heisse juvenile Gase. Sollas (75) glaubt einen guten Teil der unter-silurischen Sedimente (Ordovician) in den Leinstergraniten in gelöstem Zustand wiederzufinden. Eine mittlere Stellung nehmen Loewinson-Lessing und Daly ein. Letzterer verlegt die Assimilation in die Tiefe und schreibt ihr die Veranlassung zur Differentiation zu. Die Beispiele lassen sich beliebig mehren. Es ist nunmehr die Entscheidung zwischen diesen beiden Ansichten zu treffen. Die Differentiation ist ein Vorgang, der Zeit erfordert, und diese Abhängigkeit von der Zeit muss auch in den Produkten der Differentiation zum Ausdruck gelangen. Mit anderen Worten, beruht eine Gesteinsentwicklung auf Differentiation, so muss sie eine mit der Zeit fortschreitende sein.

Hängt dagegen eine Gesteinsentwicklung von Faktoren ab, die nicht innerhalb des Magmas selbst liegen, sondern wie bei den Assimilationsvorgängen von aussen an dasselbe herantreten, so muss dieselbe eine Abhängigkeit vom Ort insofern zeigen, als Eruptivgesteine, die in Sedimente oder Gesteine gleicher Beschaffenheit eindringen, durch dieselben überall in gleicher Richtung beeinflusst werden. Diese Abhängigkeit von der stofflichen Beschaffenheit der örtlichen Umgebung kann als Merkmal der Assimilation gelten.

Zwei grosse Magmasippen sind abgegrenzt worden, die atlantischen und pazifischen Gesteine. Sie sind durch chemische und petrographische Merkmale scharf geschieden. Beide haben getrennte Ganggesteinsgefolgschaften. Nie kommt es vor, dass in Begleitung pazifischer Tiefengesteine atlantische Ganggesteine auftreten und umgekehrt. Das Verdienst, diese wichtige Gesetzmässigkeit erkannt zu haben, gebührt vor allem Rosenbusch (25). Eine vermittelnde Stellung nimmt der Basalt ein. In dieser Gesteinsfamilie ist die Trennung weniger scharf. Die atlantischen Basalte (Trachydolerite) besitzen zwar ihre Eigenarten, die aber nicht immer sehr deutlich ausgeprägt vorhanden sind, sodass man über ihre Zugehörigkeit zur einen oder anderen Sippe im Zweifel sein kann. Ihre Vergesellschaftung mit anderen, typischeren Vertretern hat in derartigen Fällen den Ausschlag zu geben. Basaltische Gesteine erscheinen aber auch geologisch selbständig als gewaltige Massenergüsse, ohne dass typisch pazifische Andesite oder atlantische Gesteine zusammen mit ihnen vorkommen. Scheidet man dieselben aus, so gewinnt das Verteilungsbild der beiden grossen Magmareiche wesentlich an Klarheit.

Die typischen pazifischen Magmen bleiben von der Tertiärzeit an auf die Geosynklinalen der Erde beschränkt, nämlich auf die zirkumpazifische und Mittelmeerzone.

Diese Art der Verteilung gilt nur für den tertiären Eruptionszyklus, nicht für die frühere Zeit. An den Grenzen beider Provinzen beobachtet man gelegentlich, dass Vertreter beider Gesteinsreihen nebeneinander vorkommen. Gewöhnlich ist das atlantische Gestein das jüngere (z. B. Liparische Inseln), aber auch das Umgekehrte kommt vor (z. B. Vulkan Lurus, Java). Das spricht deutlich dafür, dass beide Magmen in der Erde getrennt nebeneinander bestehen. Weber (38) vertritt die Ansicht, dass, wenn die Entwicklung eines Eruptionsgebietes weit genug fortgeschritten ist, auf pazifische Laven stets atlantische folgen müssen. Das könnte nur eine Folge der Differentiation sein. Doch gerade die scharf getrennte Ganggefolgschaft in beiden Reihen lehrt, dass durch Differentiation aus einem pazifischen Magma nie ein atlantisches wird. In der Tertiärzeit sind demnach beide Magmareihen nebeneinander vorhanden. Die atlantische ist die herrschende, die pazifische die zurückgedrängte.

Im Paläozoikum ist das Verhältnis umgekehrt. Die pazifische ist die herrschende, die atlantische tritt nur sporadisch zutage, und zwar werden mit zunehmendem Alter auch die atlantischen Gesteine seltener. Sie liessen sich bis ins Silur zurückverfolgen. Damit ist eine zeitlich fortschreitende Entwicklung nachgewiesen. Das pazifische Magma mit dem Endglied Basalt liegt über dem atlantischen. Alle diese Magmen sind die Produkte einer sehr frühzeitigen Differentiation der Erdmaterie, die be-

reits vor Bildung der ersten Erstarrungskruste abgeschlossen, und bei welcher die Schwerkraft das wirksame Prinzip war.

Es ergibt sich daraus das wichtige Resultat, dass im Lauf der Entwicklungsgeschichte der Erde sich langsam ein Magmawechsel vollzieht. Der Ursprungsort der Laven rückt gegen die Tiefe vor. Gleichzeitig damit nimmt auch das vulkanische Phänomen an Intensität ab. In der Tertiärzeit ist eine tiefere Magmazonen zur Herrschaft gelangt. Es bedeutet also diese Periode auch für die Entwicklungsgeschichte der Magmen einen neuen Abschnitt.

Gleichzeitig liefert dieser Entwicklungsgang den positiven Beweis von der langsam fortschreitenden Abkühlung der Erde.

Aus der Tatsache, dass die pazifischen Andesitgesteine in der Tertiärzeit nur auf die Geosynklinalen beschränkt bleiben, spricht eine Abhängigkeit von der örtlichen Umgebung. Diese Zonen sind Gebiete stärkster Sedimentation und wegen der umgekehrten Belastung als in absteigender Bewegung anzusehen. Man kann den Gedanken nicht von der Hand weisen, dass die tertiären und jüngeren pazifischen Gesteine alte, bereits verfestigte Magmen waren, die durch diese abwärtsgerichtete Bewegung wieder geschmolzen wurden. Hierdurch lässt sich der Zusammenhang zwischen den Geosynklinalen und den pazifischen Magmen verstehen und damit auch die Verbindung letzterer mit den Faltenregionen der Erde, die mit diesen Regionen zusammenfallen, während die atlantischen Gesteine auf die Bruchgebiete beschränkt bleiben. Eine derartige Abhängigkeit besteht, wie bereits schon mehrfach betont wurde, nur für den tertiären Zyklus, nicht für die ältere Zeit.

Eine Assimilation durch aufsteigendes Magma kann in den oberen Regionen nur in sehr beschränktem Masssstabe stattgefunden haben, da dieser Vorgang sehr viel Wärme verbraucht und Abkühlung zur Folge hat, wodurch er bald ein Ende findet. In grösserer Tiefe hat er eine grössere Rolle gespielt.

Eine besondere Stellung nehmen die sog. grünen oder ophiolithischen Gesteine ein. Es sind extrem basische Gesteine der Diabas- und Basaltfamilie, häufig durch eine Gefolgschaft von Nickel und auch Platin charakterisiert. Steinmann (76) hat ihre örtliche Abhängigkeit von Tiefseesedimenten zu erkennen geglaubt. Von denselben wird später noch die Rede sein.

Die beiden Vorgänge der Differentiation und Assimilation, zumal in grösserer Tiefe, bedingen die petrographische Verschiedenheit der Gesteine. Sie sind beide zugleich wirksam gewesen.

In der Eruptionsfolge hat man schon zeitig gewisse Gesetzmässigkeiten zu erkennen geglaubt. v. Richthofen (77) stellte eine Reihe der

tertiären Eruptionen auf. Sie fängt mit Propylit an, dann folgen Andesit, Trachyt, Rhyolith, Basalt. Die nach ihm benannte Richthofenreihe beginnt also mit intermediären Gesteinen und führt über extrem saure zu basischen Gliedern. In ähnlicher Weise hat sich Iddings ausgesprochen. Brögger betrachtet als normale Eruptionsfolge die Entwicklung von basischen zu sauren Typen. Der Wechsel in der Beschaffenheit der in einem bestimmten Gebiet nach einander aufdringenden Laven ist eine Folge der Differentiation.

Eine für alle Gebiete gültige Regel der Eruptionsfolge lässt sich überhaupt nicht aufstellen. Allgemein wird das zuerst aufsteigende Magma am wenigstens differenziert sein, je länger die Eruptionsperiode andauert, desto weiter schreitet auch die Differentiation fort, und die nachfolgenden sind stärker differenziert. Eruptionsfolge und Differentiationsfolge laufen einander parallel.

Die Beschaffenheit der ersten Laven hängt von dem Entwicklungsstadium ab, in dem sich das betreffende Magma befand, als die Eruption einsetzte. Auch das Niveau, aus dem die Laven stammen, spielt eine Rolle. Werden Laven dagegen durch Wiederaufschmelzen erptionsfähig, so wird die Eruptionsfolge der Differentiationsfolge entgegengesetzt sein, indem die letzten Differentiationsprodukte zuerst wieder flüssig werden und zur Eruption gelangen.

Die hierbei eintretenden Komplikationen lassen sich nicht übersehen.

Literatur.

1. E. Suess, *Antlitz der Erde*. III. 2. S. 625. — Über Einzelheiten in der Beschaffenheit einiger Himmelskörper. Sitz.-Ber. Math. Naturw. Kl. K. Akad. d. Wiss. Wien CXVII. Abt. I. 1907. S. 1555—1561.

1a. R. A. Daly, *Mechanics of Igneous Intrusion*. Am. Journ. of Science. IV. Ser. 1903. 15. S. 269—298 u. 16. 107—126. 1908. 26. S. 17—50. — *The Nature of Volcanic Action*. Proceedings Am. Acad. Arts and Sciences. Vol. 47. Nr. 3. Juni 1911. S. 48—122.

2. Th. C. Chamberlin und R. D. Salisbury, *Geology*. London 1905. I. S. 595 ff.

3. O. Ampferer, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jahrb. d. geol. Reichsanstalt*. 56. 1906. S. 537—622.

4. A. Bergeat, Betrachtungen über die stoffliche Inhomogenität des Magmas im Erdinnern. *Mitt. d. Geogr. Ges. München*. III. 2. Heft. 1908.

5. A. Stübel, Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. *Mitt. a. d. Mus. f. Völkerkunde zu Leipzig*, 1901, und in einer Reihe anderer Abhandlungen.

6. G. de Lorenzo, *Considerazioni sull' origine superficiale dei Vulcani*. — *Atti de Reg. Accad. fis. e math. di Napoli*. 11(2). Nr. 7. S. 19.

7. V. Sabatini, *Osservazioni sulla profondità dei focolari vulcanici*. *Boll. Com. Geol. Ital.* 33. 1902. S. 26—45.; vgl. hierzu die Ref. N. *Jahrb. f. Min.* 1902. II. S. 372 u. 373.

8. G. Mercalli, I Vulcani attivi della Terra. Mailand. 1907. S. 390 ff.
9. Joh. Koenigsberger, Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe usw. Congrès Géol. Intern. Mexiko 1906. II. 1127—1145, und andere Abhandlungen.
10. A. Daubrée, Géologie expérimentale. Paris 1879. I. S. 236—238.
11. A. Brun, Recherches sur l'exhalaison volcanique. Genf 1911. S. 57.
12. R. Mallet, Über vulkanische Kraft, ein Versuch, ihre wirkliche Ursache und ihre kosmischen Beziehungen zu entwickeln. Übersetzt von A. v. Lasaulx. Verh. d. nat. Ver. XXXII. 4. Folge. II. Bd.
13. A. Brun, in der unter 11. angeführten Abhandlung.
14. E. Suess, Antlitz der Erde. Wien 1909. III₂. S. 625 ff.
15. F. Loewinson-Lessing, Studien über Eruptivgesteine. Congrès Géol. Intern. St. Pétersbourg 1899. S. 194—464. Tafel I—IV.
16. A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 1900. 19. S. 351—469. 1901. 20. S. 399—558. 1902. 21. S. 365—448. 1903. 22. S. 322—356 u. 403—436.
17. J. P. Iddings, Igneous Rocks. New York 1909. I. S. 394 ff.
18. A. Harker, The natural History of Igneous Rocks. London 1909.
19. H. Vogelsang, Über die Systematik der Gesteinslehre und die Einteilung der gemengten Silikatgesteine. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 24. 1872. S. 525.
20. J. W. Judd, On the Gabbros, Dolerites and Basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland. Quat. Journ. Geol. Soc. 42. 1886. S. 49—97, besonders S. 54, und Volcanoes. 1880. S. 202.
21. H. S. Washington, The Roman Comagmatic Region. Carnegie Institution of Washington. Publ. Nr. 57. 1906.
22. Harker, vgl. Nr. 18. S. 88—109.
23. F. Becke, Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. — Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 22. 1903. S. 209—265.
24. G. T. Prior, Contributions to the Petrology of British Eastafrika. Comparison of volcanic rocks from the great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden and Abyssinia. Min. Mag. 13. 1903. S. 228—263. 1. Tafel.
25. H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 4. Aufl. Bd. II. Stuttgart 1907—1908. — Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. Stuttgart 1910.
26. A. Michel-Lévy, Sur la Classification des Magmas des roches eruptives. Bull. Soc. Géol. de France. III. 25. 1897. S. 367.
27. E. Suess, Antlitz der Erde. Bd. I—III.
28. H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie. II₁ u. II₂.
29. H. J. Jensen, The Distribution, Origin and Relationships of Alkaline Rocks. Proc. Linnean Soc. of New South Wales. 33. 1908. S. 491—588.
30. R. A. Daly, Origin of the Alkaline Rocks. Bull. Geol. Soc. of America. Vol. 21. 1910. S. 87—118.
- 30a. O. H. Erdmannsdörfer, Über Magmenverteilung. Geol. Rundschau. 1911. II. S. 8—11.
31. H. S. Washington, Igneous Rocks from Eastern Siberia. Am. Journ. of Science IV. Ser. 13. 1902. S. 175.
32. Ph. D. Warren, D. Smith, The Philippine Islands. Handbuch der regionalen Geologie. VI₅. 1910.

33. R. D. M. Verbeek u. R. Fennema, *Déscription Géologique de Java et Madoura*. 1896. Tome II. S. 994—995.
34. J. Wanner, *Zur Geologie und Geographie von West-Buru*. N. Jahrb. f. Min. B. B. 24. 1907. S. 149.
35. P. Marshall, *Oceania, Handbuch der reg. Geologie*. VII₂. 1911.
36. P. Marshall, *New Zealand, Handb. d. reg. Geologie*. VII₁. 1911.
37. E. Kaiser, *Beiträge zur Petrographie und Geologie der deutschen Südseeinseln*. Jahrb. d. preuss. geol. Landesanstalt f. 1903. 24. S. 91—121.
38. M. Weber, *Zur Petrographie der Samoainseln*. Abh. Kgl. Bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. XXIV. II. Abt. S. 290—310.
39. F. von Wolff, *Über eine pantelleritartige Liparitlava von Mayor Island in der Bay of Plenty, Neu Seeland*. Zentr. f. Min. 1904. S. 208—215.
40. G. F. Becker, *Reconnaissance of the gold fields of Southern Alaska*. U. S. Geol. Survey. 18. Ann. Rep. III. 1. 1898.
41. K. von Chrustschoff, *Über ein neues aussereuropäisches Leucitgestein*. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 6. 1885. S. 160.
42. A. Bergeat, *Die Aeolischen Inseln*. Abh. d. Kgl. Bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. XX. Abt. I. 1900. S. 251—270.
43. Elisée Reclus, *Les Volcans de la Terre*. II. — Société belge d'Astronomie de Météorologie et de Physique du Globe. 1908. S. 203 ff.
44. H. Bäckström, *Über jungvulkanische Eruptivgesteine aus Tibet*. Petermanns Mitt. Ergänz.-Bd. 28. 1900. S. 375—378.
45. K. von Chrustschoff, *Über ein paläozoisches Leucitgestein*. N. Jahrb. f. Min. 1891. II. S. 224—228.
46. Finkh, *Über Ergebnisse seiner Untersuchungen von ostthüringischen (vogtländischen) Diabasen*. Monatsbl. d. Deutsch. geol. Ges. 59. 1907. S. 22—23.
47. Erdmannsdörffer, *Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge*. Monatsbl. d. Deutsch. geol. Ges. 59. 1907. S. 16—22.
48. R. Brauns, *Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill*. N. Jahrb. f. Min. B. B. 27. 1909. S. 261—325. 28. 1909. S. 379—420.
49. F. Loewinson-Lessing, *Studien über Eruptivgesteine*. Congrès Géol. Intern. St. Pétersbourg 1899. S. 366 ff.
50. W. C. Brögger, *Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes*. III. S. 334 ff.
51. C. Doelter, *Physikalisch-chemische Mineralogie*. Leipzig 1905. S. 144—149. — *Handbuch der Mineralchemie*. Dresden, Leipzig 1912. I. S. 800 ff.
52. A. Harker, *The natural History of Igneous Rocks*. London 1909. S. 309—332.
53. J. P. Iddings, *Igneous Rocks*. New York 1909. I. S. 251—287.
54. G. F. Becker, *Some queries on rock differentiation*. Am. Journ. of Science. 3. 1897. S. 21—40.
55. W. Nernst, *Theoretische Chemie*. 6. Aufl. Stuttgart 1909. S. 760.
56. H. Bäckström, *Causes of Magmatic Differentiation*. Journ. of Geol. 1893. S. 773—779.
57. H. Rosenbusch, *Mikroskopische Physiographie*. 3. Aufl. 1896. II. S. 384, und Tscherm. Min. petr. Mitt. 11. 1889. S. 144.
59. J. H. L. Vogt, *Bildung von Erzlagerstätten*. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1. 1893. S. 271—284. — *Weitere Untersuchungen über die Ausscheidungen von Titan-eisenerzen in basischen Eruptivgesteinen*. Zeitschr. f. prakt. Geol. 9. 1901. S. 327—340.

60. F. Becker, Fractional Crystallisation of Rocks. *Am. Journ. of Sciences.* IV. Ser. 4. (154.) 1897. S. 257—261.
61. R. A. Daly, The Differentiation of a secondary Magma through Gravitative Adjustment. *Festschrift Harry Rosenbusch.* Stuttgart 1906. S. 203—233.
62. R. Bunsen, Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. *Poggend. Ann.* 1851. 83. S. 197—272.
63. M. J. Durocher, Recherches sur les roches ignées, sur les phénomènes de leur émission et sur leur classification. *Compt. rend.* 1857. 44. S. 325—330, 459—463, 605—609.
64. A. G. Högbom, The Igneous Rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nor-dingrå. *Geol. Foeren. i Stockholm Foerh.* 31. Heft 5. Maj 1909. S. 364.
65. A. Harker, Tertiary Igneous Rocks of Skye. *Mem. Geol. Survey.* 1904. und Nr. 18, besonders Kap. XI.
66. A. Lacroix, Les roches basiques accompagnant les Lherzolites et les ophites des Pyrénées. *Congrès géol. Intern. Paris* 1900. Vgl. H. Rosenbusch, *Mikroskop. Phys.* II₂. S. 1511.
67. M. Belowsky, Die Gesteine der ecuadorianischen Westkordillere von Tulkan bis zu den Escalerasbergen. Berlin 1892.
68. M. Weber, Metamorphe Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen. *Sitz.-Ber. Kgl. Bayer. Ak. d. Wiss. Math.-phys. Kl.* 1910. 13. Abh.
- 68a. R. Brauns, Über Laacher Trachyt und Sanidinit. *Sitz.-Ber. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn. Naturw. Abt.* 1911. S. 1—27.
69. J. H. L. Vogt, Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. *Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F.* 27. 1908. S. 107.
70. R. A. Daly, Mechanics of Igneous Intrusion. *Am. Journ. of Sciences.* IV. Ser. 26. 1908. S. 17—50.
71. E. Suess, *Antlitz der Erde.* III₂. Abschnitt 24 u. 25.
72. H. L. Johnston-Lavis, The basic Eruptiv rocks of Gran (Norway) and their Interpretation. *Geol. Mag.* 1894. S. 252. — The causes of variation in the composition of igneous rocks. *Natur. Science* 1894. IV. Febr.
- 72a. V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Christianiagebiet. *Christiania* 1911. 483 S. 84 Abb. 2 Tafeln u. 5 Karten.
73. A. Lacroix, *Les enclaves des roches.* Paris 1893.
74. M. Michel-Lévy, Contribution à l'Etude du Granit de Flamanville et des Granites français en general. *Bull. d. Serv. d. l. Carte géologique de la France.* V. 1893—1894.
75. W. J. Sollas, Contributions to a knowledge of the Granites of Leinster. *Trans. Roy. Irish Acad.* 29. 1894. S. 427. — On the volcanic of Carlingsford and Slieve Gullion. Part. I. — On the relations of the granite to the gabbro of Barnavave, Carlingsford. *Trans. Roy. Irish Acad.* 30. 1894. S. 505.
76. G. Steinmann, *Geologische Beobachtungen in den Alpen.* II. Die Schardtische Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefenabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. *Ber. Nat.-Ges. Freiburg i. Br.* 16. 1905. S. 50. Vgl. auch Suess, *Antlitz der Erde*, III₂, S. 644—649.
77. F. Frhr. v. Richthofen. Die natürliche Gliederung und der innere Zusammenhang der vulkanischen Gesteine. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.* 20. 1868. S. 663—776. 21. 1869. S. 1—79.

V. Kapitel.

Die vulkanischen Erscheinungen der Tiefe.

1. Der Vulkanismus der Tensionsschale.

Die Erscheinungsformen des plutonischen Vulkanismus, d. h. des Vulkanismus der Tiefe, werden in den verschiedenen Intrusionsniveaus verschieden sein. Je tiefer man in die Erde eindringt, um so mehr eruptives Material findet man. Die tiefsten Teile der archaischen Gebiete Skandinaviens und Nordamerikas bestehen fast ganz aus Granit. In diesen Regionen haben Einschmelzungen in grossem Massstabe stattgefunden, so dass eine Scheidung von intrudierendem und intrudiertem Gestein kaum möglich ist. Die Schiefer unterliegen einer weitgehenden Granitisation. Man hat in neuerer Zeit auf diese besondere Art des Metamorphismus aufmerksam gemacht und ihn als Injektionsmetamorphose bezeichnet. Magmatische Gase tragen das ihrige zu der weitgehenden Umwandlung bei. Von zahlreichen Adern durchschwärmte Gneise, sog. Adergneise, entstehen in diesem Niveau. Die Aderausfüllungen sind teils eruptiver Natur, teils verdanken sie ihre Bildung pneumatolytischen Wirkungen, also den magmatischen Gasen. Die Erscheinung des Injektionsmetamorphismus ist noch wenig studiert, und es lässt sich daher kaum etwas Sicheres über diese Vorgänge sagen (1).

Vulkanismus
der Tensionsschale.

Dieses Gebiet gehört offenbar bereits der Tensionsschale an. Es hat den Anschein, dass die hier herrschenden Spannungsverhältnisse dem Magma leicht das Eindringen und Durchbrechen erlauben.

Mit der Frage der Intrusionen innerhalb der Fliesszone hat sich vor allem van Hise (2) beschäftigt. Bei der plastischen Beschaffenheit der Materie schiebt das aufsteigende Magma das sich in den Weg stellende Gestein zur Seite und nimmt so seinen Platz ein. Ein konkordanter Injektionsverband ist die Folge. Die Gneise und Schiefer schmiegen sich innig um den Intrusionskörper, wie straffgespanntes Leder, gegen welches eine Kugel gepresst wird. Die Intrusivmasse selbst setzt sich, grösser werdend, in die Tiefe fort. Hat die Denudation das

Schieferdach entfernt, so bleiben buckelförmige Eruptivmassen von nahezu kugelförmiger, linsen- oder brotlaibähnlicher Gestalt übrig, die in ihren Dimensionen 50—100 km Durchmesser erreichen können. *Russel* nannte sie „subtuberant mountains.“

Nach *Lepsius* (3) sind Gneisgranite des sächsischen Erzgebirges den grauen Gneisen konkordant untergelagert und sind mit den auflagernden Glimmerschiefern aufgewölbt. Sie sind jünger als die grauen Gneise, da sie Adern, Apophysen und Erzgänge in dieselben entsenden. *Lepsius* nennt diese Lagerungsform die konkordanter Lakkolithen.

Die Gneisgranite sind älter aber als die durchbrechenden Granite des Erzgebirges. Die Mächtigkeit ihres Daches hat mehrere Kilometer betragen.

Nach den Adamsschen Versuchen kann man freilich sehr im Zweifel sein, ob je Teile der Fliesszone, die man erst in viel grösserer Tiefe anzunehmen hat, bis zur Oberfläche gelangt sind.

Im sächsischen Erzgebirge reicht der Belastungsdruck sicherlich nicht aus, um die Verhältnisse der Fliesszone herzustellen. So erklärt denn auch *Lepsius* diese Gneisgranite als das Ergebnis der Einblätterung der Schiefer in das Magma und als Umschmelzung oder teilweise Umkristallisation. Das Gleiche gilt auch für die von *van Hise* studierten Fälle.

Es fehlen alle Daten, das Intrusionsniveau derartiger, tiefer gelegener Eruptivkörper zu bestimmen und damit auch die Grundlage für eine Beurteilung der vulkanischen Erscheinung der grösseren Tiefe.

2. Vulkanismus der Kompressionsschale.

Vulkanismus
der Kompressionsschale.

Sicheren Boden gewinnen wir erst in den Tiefen, bis zu welchen die geologischen Aufschlüsse gewöhnlich hinabreichen. Dieses Gebiet mag sich etwa über die ersten 10 km Tiefe erstrecken. Aber auch hier ist die genaue Feststellung des Intrusionsniveaus nicht leicht und in den meisten Fällen überhaupt nicht möglich, weil sich nur selten das Eruptionsalter der Tiefengesteine und die Mächtigkeit des der Denudation anheimgefallenen Daches genau genug bestimmen lässt.

Die in der folgenden Tabelle mitgeteilten Berechnungen des Intrusionsniveaus der Tiefengesteine lehren, dass die Tiefengesteinskörper, seien es nun Batholithe oder Lakkolithe, — auf den Unterschied wird später einzugehen sein — nur innerhalb der ersten 6 km und vielleicht noch einige Kilometer tiefer vorkommen, also auf die Kompressionsschale beschränkt bleiben, während die tiefere Tensionsschale, so weit sie sich übersehen lässt, anders geartete Verhältnisse zeigt.

Es muss daraus geschlossen werden, dass die Tensionsschale dem aufdringenden Magma sehr viel weniger Widerstand entgegensetzt als

die darüber liegende Kompressionsschale. Die Mächtigkeit des Daches eines plutonischen Körpers schwankt in weiten Grenzen, kann aber sehr gering sein. Es ist zur Bildung eines Tiefengesteinskörpers durchaus kein grosser Belastungsdruck erforderlich, und es genügt die Bedingung, dass die geologische Gestaltung unter der Oberfläche erfolgt. S u e s s (4) gibt eine Reihe von Beispielen sehr nahe unter der Oberfläche holokristallin erstarrter Tiefengesteine an. Der innerhalb einer Aschendecke der Vulkanruine des Kenia in Ostafrika körnig erstarrte Nephelinsyenit (Kenyt) ist vielleicht das auffallendste.

Die Lagerungsform und Gestalt der Tiefengesteine.

Der Injektionsverband.

Dringt ein Intrusivgestein in Schiefer oder Sedimente ein, so kann es zu seinem Nebengestein in ein verschiedenes Verbandsverhältnis treten. Benutzt die Intrusion bereits vorhandene Strukturebenen, wie Schichtfugen, Schieferungsebenen, Diskordanzen in der Formationsfolge usw., so steht der Intrusivkörper zum intrudierten Gestein in einem konkordanten Injektionsverband. Eruptivkörper mit ausgesprochener Längenerstreckung liegen, ungestörte tektonische Verhältnisse vorausgesetzt, nahezu horizontal oder machen nur kleine Winkel mit der Horizontalen.

Injektions-
verband.

Diskordant, transgressiv oder auch durchgreifend nennt man eine Intrusion, welche die Strukturebenen des Nebengesteins quer durchbricht. Besitzt sie eine Längserstreckung, so steht sie nahezu vertikal oder bildet im Gegensatz zu dem vorigen Fall einen grossen Winkel mit der Horizontalebene. Für Intrusivkörper ohne Längserstreckung fällt letztere Unterscheidung natürlich fort.

In der Klassifikation und Nomenklatur (5—9) der Tiefengesteinskörper besteht in der Literatur eine grosse Verwirrung und wenig Übereinstimmung. D a l y (9) hat die verschiedenen Begriffsfassungen gesammelt und zu ordnen versucht. Seine Klassifikation soll auch die Grundlage der hier benutzten bilden. Er unterscheidet zwischen Injektionen im engeren Sinn und Liegendkörpern, das sind Eruptivmassen, bei deren Zustandekommen noch andere Prozesse als nur die mechanische Injektion mitgewirkt haben. Erstere werden nach dem Injektionsverband in zwei weitere Untergruppen geteilt.

H a r k e r (5) legt besonderes Gewicht auf das tektonische Moment und unterscheidet zwischen den Eruptivkörpern der Plateauregion innerhalb der nicht gefalteten Kruste und denen der Faltengebirgsregion. Dieses Einteilungsprinzip verdient mehr berücksichtigt zu werden, da die Lagerungsform der Tiefengesteine in beiden Regionen, entsprechend der Verschiedenheit des Injektionsvorganges, anders geartet ist.

Das Intrusionsniveau der Tiefengesteine.

Art der Intrusion	Alter der Intrusion	Intrusionsniveau	Kontakt	Formationen des Daches	Autor	Bemerkungen
Granitstöcke des westlichen Erzgebirges.	Ober-Karbon	6 km ?	Phyllit	Kambrium bis Kulm	Dalmer, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900. 8. S. 297.	Schätzung nach der Mächtigkeit der Formationen.
Granodioritbatholith von Carrisal, Tal des Rio Turbio, Prov. Coquimbo, Nordchile.	Alt- oder mitteltertiär. Jünger als die Hauptfaltung	4—6 km	Lias	Jura bis Kreide	Steinmann, Geol. Rundschau, 1910. I. S. 22.	"
Granodioritbatholith Lima, Peru.	"	3—4 km	Kalke, jünger als Neokom	Mittlere und obere Kreide	"	"
Granodiorit, Remolinos, Prov. Coquimbo, Nordchile.	"	1—2 km	Mittlere Kreide	Obere Kreide	"	"
Granit des Brockens, Harz. (Lakkolith.)	Ober-Karbon	0,6—2 km	Eckergneise = Kulm. Boden des Lakkolithen	Kulm 600 m mächtig	Erdmannsdorfer, Geol. Rundschau, 1910. I. Besprech. S. 22. Jahrb. Geol. Land. 1909. S. 384.	Schätzung aus den Mächtigkeiten. Der Eckergneis stellt Kulmschichten in Kontakt metamorphose unter Belastungsdruck (?) dar u. ist die Sohle des Lakkolithen. Das Dach ist zu mindestens 600 m angenommen und besteht aus Kulm.
Lakkolithe der Judith Mts., Montana (Granite, Syenite, Diorite und Monzonite).	Post-Laramie (Postkretazäisch und prä-miozän whr. Eozän.)	1,5—2,4 km	Kambrium und Jura bevorzugt	Kambrium bis Kreide	Weed u. Pirson, 18. Ann. Rep. U.S. Geol. Surv. 1896/97. 1898. S. 437—616.	Schätzung aus den Mächtigkeiten.

Esexilakkolith, Sölvserget, Hadeland, Christianiagebiet.	Devon, Nach Ablage- rung des un- terdevonisch. Sandsteines	1,5 km	Silur Etage 4	Silur bis Devon	Goldschmidt, Die Kontaktmet. im Christianiageb. Christiania 1911. S. 104.	Schätzung aus den Mächtigkeiten. Sehr genaue Schätzung.
Drammenlakkolith, Drammenselv Modum bis Engerfeld, Christianagebiet.	"	0,6 km	Untersilur	Untersilur Etag 8	Brögger, Die Triadi- sche Eruptionsfolge 1895, S. 144 u. 147 u. Ztschr. f. Krist. 16. 1890. S. 224.	
Tonalit, Adamello.	Tertiär n. Salomon	ca. 1,5 km	bis Haupt- dolomit in Einschlüssen vorkommend	Hauptdolomit Rhät. Stufe. Posttriadische Bildungen	Salomon, Adamelogr. 1908. S. 432. 1910. S. 490. Königsberger, N. J. B.B. 32. 1911. S. 126.	Schätzung nach Mächtig- keiten. Die Schätzung ist unsicher.
Lakkolithe der Little Belt Mountains, Montana. Dioritporphyrit, (Granitporphyr.	Tertiär (Postkreta- zäisch)	1,2 km	Kambrische Schiefer	Kambrium, Unterkarbon, Jura, Kreide.	Weed u. Pirson, 20. Ann. Rep. U.S. Geol. Surv. Part. III 1898—99. S. 389—390.	Schätzung nach Mächtig- keiten.
Phonolith, Oberschaffhausen, Kaiserstuhl.	Tertiär	0,5—0,8 km			Königsberger, N. J. B.B. 32. 1911. S. 126.	"
Shonkinit, Katzenbuckel, Odenwald.	Tertiär	über 0,5 km	Buntsand- stein	Buntsand- stein bis Lias	Salomon, Zentral- blatt 1902. S. 654.	"
Bysmalith, Mt. Holmes, Galatin Mts, Yellowstone Nationalpark. Quarzdioritporphyrit. (Dacitporphyr Iddings.)	Tertiär (Postkreta- zäisch, Post- Laramie)	2,7 km	Kambrium bis Devon	Devon bis Laramie.	Iddings U.S. Geol. Survey Monogr. 1899, 32. Part. II. S. 19, Pl. V. Fig. 4.	"
Trachydakkolithen der Euganeen.	Tertiär	< 1 km	Kreide Tertiär	Kreide Tertiär und vulk. Gesteine	M. Stark, Festschr. d. Naturw. Ver. an d. Un. Wien. 1907. S. 66.	"

Die Liegendkörper.

Der Batholith.

Liegendkörper.
Batholithe.

Der Batholith besitzt als Liegendkörper keine Unterlage, sondern setzt sich, wie S u e s s es ausdrückt, „in die ewige Teufe“ fort. Er ist eine grosse, unregelmässig ausgedehnte plutonische Masse, die mit der Tiefe ihren Querschnitt vergrössert oder behauptet und keinen Boden, d. h. keine fremde Unterlage, besitzt, oder wenigstens ist dieselbe nirgends aufgeschlossen ¹⁾ oder nach den Aufschlüssen zu vermuten. Die Lagerungsverhältnisse in den tieferen Teilen entziehen sich also der Beobachtung. So weit dieselben zugänglich sind, hat die Eruptivmasse gleiche Volumina des Nebengesteins verdrängt. Das Nebengestein tritt in schwebender Lagerung an den Batholithen heran. Der Injektionsverband ist demnach ein diskordanter. Zuweilen beobachtet man sogar ein Einfallen der Schichten gegen den Eruptivkörper.

Das Dach ist kuppelförmig aufgewölbt. Hier ist der Verband konkordant. Derartige buckelförmige Auftreibungen finden sich in grösserer Anzahl über einer gemeinsamen Liegendmasse. Die geologische Karte zeigt dann eine Anzahl Flecken Tiefengesteins getrennt durch eine mehr oder weniger breite Kontaktzone. Mit fortschreitender Denudation verschwimmen die Tiefengesteinspartien ineinander. Wo Reste des Daches eines Batholithen erhalten sind, wird es kaum möglich sein, die wahre Batholithennatur des Eruptivkörpers sicher zu erweisen, da dann die Tiefe zu wenig aufgeschlossen ist. Die charakteristischen Merkmale des Batholithen sind das grosse Volumen und das Fehlen der Unterlage.

Die Dimensionen sind in der Tat riesige. Wenn man sich z. B. der frappierenden petrographischen Ähnlichkeit der variskischen Granite erinnert, die im Harz, im Erzgebirge, im Riesengebirge und weit davon entfernt, im Untergrund der alpinen Faltung, im Montblancgebiet auftauchen, so kann man den Gedanken nicht abweisen, dass sie alle einer gemeinsamen gewaltigen Liegendmasse angehören, die sich unter dem ganzen Bereich der variskischen Faltung hinzieht.

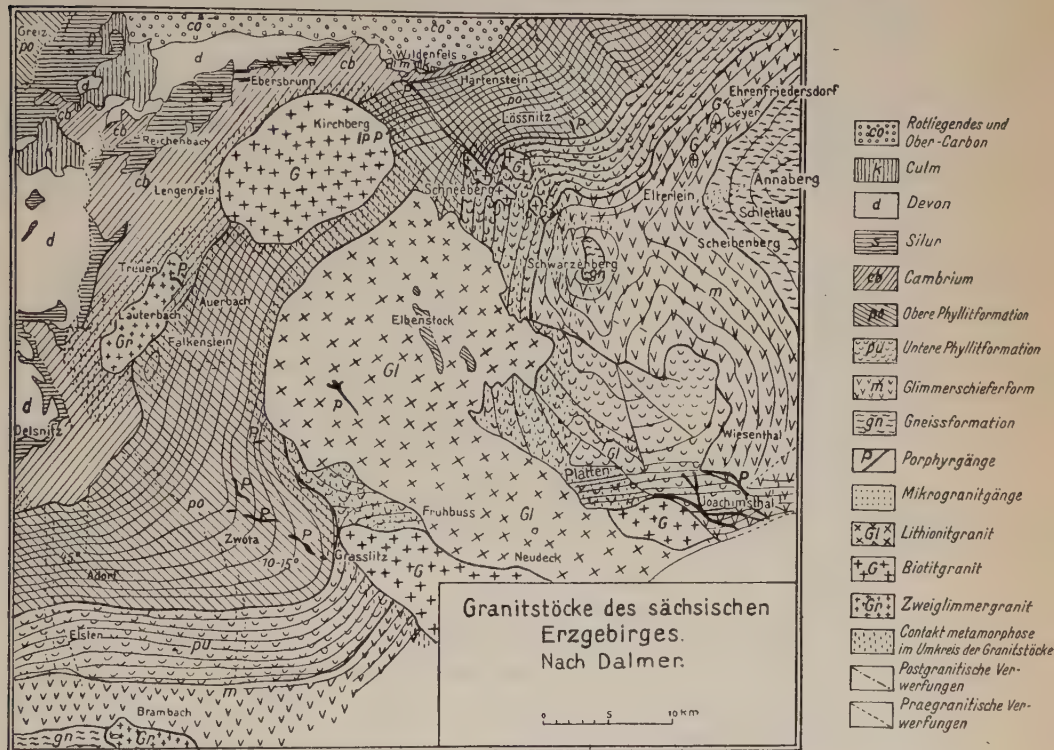
¹⁾ Es scheint mir nicht zweckmässig, mit dem Begriff Batholith im Suessschen Sinn stets die Vorstellung einer Aufschmelzmasse zu verknüpfen. Die Nomenklatur sollte sich frei von theoretischen Vorstellungen halten, die dem Wechsel unterworfen sein können und besser nur auf bleibende Merkmale der Erscheinungsform zurückgreifen. Ausserdem ist es bei der Feldbeobachtung sehr oft unmöglich, bei mangelnden Aufschlüssen die Genesis des betreffenden Intrusivkörpers aufzudecken. In diesem Sinne ist Batholith ein Eruptivkörper der keine Unterlage besitzt, oder für den eine solche auch nach den vorhandenen Aufschlüssen nicht anzunehmen ist, Lakkolithen im weitesten Sinne dagegen sind Eruptivmassen auf fremder Unterlage.

Wie diese Massen an Ort und Stelle gesetzt sind, bleibt eine Frage für sich.

Man hat die batholithischen Massen auch Zentralgranite oder Fussgranite genannt.

Vom Batholith nur durch die Grösse unterschieden sind die Stöcke oder „Bosses“ (Geikie), Amas, Typhons. Geikie definiert den „Boss“, der Begriff deckt sich etwa mit dem deutschen „Stock“, als eine Intrusionsmasse von kreisrundem, elliptischem oder unregelmässigem Querschnitt, die auf der Oberfläche rundliche oder verschieden gestaltete, unebene Er-

Fig. 18.



Granitstöcke des sächsischen Erzgebirges nach Dalmer.

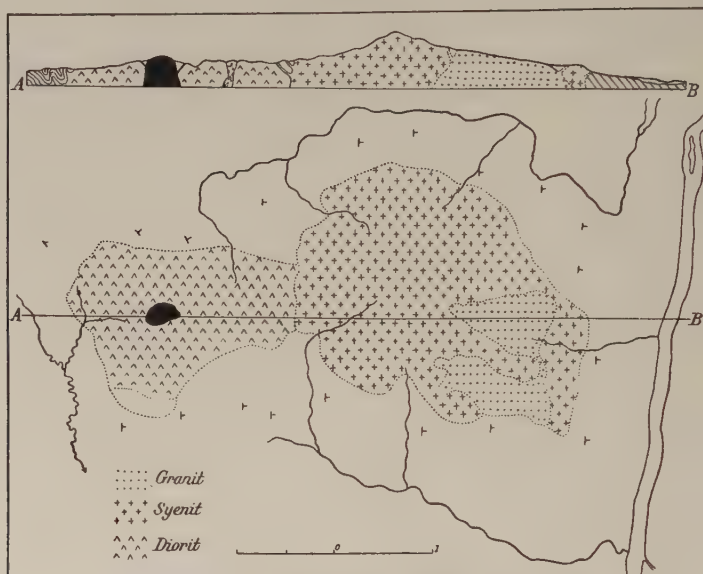
hebungen schafft. Sie fällt mit vertikal oder steil geneigten Wänden zur Tiefe. Wie die Batholithen ruhen die Stöcke nicht auf fremder Unterlage und dürften überhaupt nur Teile grösserer Liegendkörper sein. Nach oben verlaufen sie in einen Bysmalithen (siehe dort). Um zu einer Abgrenzung des Begriffs Stock und Batholith zu gelangen, schlägt Daly vor, mit ersterem Namen nur Liegendkörper, die kleiner als 200 km² Flächenausdehnung sind, zu benennen, ein Vorschlag, der annehmbar erscheint.

Man hatte früher geglaubt, dass die Batholithe nur von Magmen

granitischer Zusammensetzung erfüllt sind. Allein die fortschreitende Erkenntnis hat gelehrt, dass auch sehr viele basische Batholithe vorkommen. Es sei an die Anorthositbatholithe Kanadas, die Charnockittiefengesteine Indiens, an den gewaltigen Granitodioritzug, der von Alaska durch Britisch-Kolumbien sich nach Süden verfolgen lässt, erinnert.

Daly (9) unterscheidet nach der Zusammensetzung ferner einfache, mehrfache und zusammengesetzte Intrusivmassen. Eine einfache Intrusivmasse ist in einer einzigen Intrusionsperiode entstanden, als eine monogene Bildung im Sinne Stübel's. Mehrfache Intrusionskörper

Fig. 19.



Stock und zusammengesetzter Batholith nach Daly.

sind polygene Bildungen, in mehr als einer Periode entstanden, sie entstammen aber demselben Magma. Besteht ein Körper aus verschiedenen erstarrten Magmen, so wird er ein zusammengesetzter genannt. Diese Merkmale scheinen mir klassifikatorisch von untergeordneter Bedeutung zu sein.

Der Batholith ist das zur geologischen Gestaltung gelangte periphere Magmareservoir, aus dem die Intrusionen nahe der Oberfläche und die vulkanischen Gebilde auf derselben gespeist werden und aus dessen Energievorrat die Wärme herrührt, die in den vulkanischen Erscheinungen an der Oberfläche lokalisiert wird. Man kann zwar von keinem blossgelegten Batholithen wissen, ob er einstmals Vulkane getragen oder Oberflächenenergüsse genährt hat, das hängt davon ab, ob sein Magma

das Dach durchdringen konnte oder nicht, doch müssen unter den heute noch tätigen Vulkanen Batholithe liegen, deren Gestaltungsprozess noch nicht zum Abschluss gelangt ist.

Wenn demnächst das Wasser die Oberflächengebilde des Vulkans entfernt hat und seine Unterlage weiter aufgedeckt ist, so kommt ein Tiefengesteinszug zum Vorschein, der zum Vulkangebirge gehörige Batholith. *Suess* nennt ihn eine vulkanische Narbe.

Die Übereinstimmung der petrographischen Beschaffenheit der Gesteine eines engeren petrographischen Bezirks findet darin eine Erklärung, dass ihre Eruptivgesteine auf ein und denselben Batholithen zurückgehen, ihre Narben in der Tiefe zusammenhängen.

Aus dem Umfang der petrographischen Provinz lässt sich ein Rückschluss auf die Lage und Grösse des darunter liegenden Batholithen machen.

Die Entstehung batholithischer Körper.

Es wurde oben ausgeführt, dass Batholithe wie alle Liegendkörper nicht das Ergebnis eines einfachen mechanischen Injektionsvorganges sein können. Andere Prozesse müssen mitgewirkt haben, um Magmenkammern von derartig gewaltigen Dimensionen zu schaffen. Die Erklärung derartig umfangreicher Eruptivmassen ist sicherlich die schwierigste Seite des ganzen Problems des Vulkanismus der Tiefe.

Bildung durch
Abstau.

Die ältere Auffassung *Suess'* nahm an, dass der Injektion eines granitischen Batholithen notwendig die Bildung eines entsprechenden Hohlraumes vorausgehen müsste. Die tangential gerichtete, faltende Bewegung in der äussersten Erdrinde kann unter Umständen ein Abheben einzelner Rindenstücke und ein Hinübergleiten derselben über andere zur Folge haben. Ein solches Abheben infolge ungleichmässiger Stauung schafft in der Tiefe linsenförmige Hohlräume, in die Magma eintreten kann, so weit der Abstau reicht. *Dutton* hat diese Hohlräume „Maculae“ genannt. Es wäre demnach die Entstehung eines Batholithen eine Begleiterscheinung der Gebirgsfaltung, bei der sich das Magma völlig passiv verhält. Das Empordringen von Intrusivgesteinen gleichzeitig oder bald nach der Faltung ist eine Erscheinung, die sich in allen Faltengebirgen erkennen lässt. Sie hatte ja *Leopold von Buch* veranlasst, das eruptive Magma selbst für die Auffaltung der Gebirge verantwortlich zu machen. Auf die Verbreitung übereinstimmender Granite oberkarbonischen Alters im Zuge der variskischen Faltung wurde bereits hingewiesen. Das Gleiche gilt für andere Faltengebirge.

Besonders günstig liegen die Aufschlüsse in der südamerikanischen Kordillere, da sie in den Wüstengebieten wenig durch Vegetation verdeckt werden. Hier gelangte *Steinmann* (10) zu ähnlichen Ergeb-

nissen. In den granitodioritischen Kordillerenzügen Perus und Boliviens sind die mesozoischen und paläozoischen Schichten besonders hoch aufgefaltet, das vorsilurische und korkambrische Grundgebirge hat an der Faltung nicht mit teilgenommen, sondern blieb in der Tiefe zurück. Wir haben hier ein Faltengebirge vor uns, das bis zur Wurzel aufgeschlossen ist. Zwischen ihm und der aufgefalteten Decke entstanden antiklinale Hohlräume, die sich mit Magma füllten. Durch Abstau wurde das Liegende entlastet und nachdem der Seitendruck nachliess, schollenartig zerstückelt und vom Magma leicht durchbrochen. Teile der dislozierten Schollen wurden in der Tiefe des Batholithen im Rimao-tal tatsächlich angetroffen. Diese Verhältnisse sprechen deutlich zugunsten der Auffassung, dass durch Abstau batholithische Körper geschaffen werden können.

Im grossen ist ein Abscheren der Oberfläche an der Grenze der Kompressions- und Tensionsschale zu erwarten, in der Tiefe der spannungslosen Niveaufläche. Es scheint mir diese Tiefe die wahre Heimat der Batholithe zu sein. Dabei ist es nicht notwendig, sich vorzustellen, dass die Bildung des Hohlraums der Injektion vorausgeht, sondern letztere kann ebensogut mit dem Abstau gleichen Schritt gehalten haben.

Auch durch radiale Verwerfungen denkt sich Sederholm (11) in Finnland unter einer Decke von Rapakiwiperphyr grabenartige Hohlräume entstanden, die vom Rapakiwimagma erfüllt worden sind. Für diese Injektionsform schlägt er den Namen Taprolith (von *τάφρος* Graben) vor. Doch hat diese Bezeichnung wenig Anklang gefunden.

Vertikale Bewegungen nimmt Pohlig (12) zur Erklärung der Lakkolithen an. Doch lässt sich seine Ansicht nicht mit den von den nordamerikanischen Geologen zusammengetragenen Tatsachen vereinigen.

Bildung
durch Auf-
schmelzung.

Suess hat seine alte Theorie in neuerer Zeit verlassen und sich der französischen Schule (13) angeschlossen. Die Veranlassung hierzu gab neben seinen Erfahrungen an den Durchschmelzungen auf dem Monde die Beobachtung an den Graniten des sächsischen Erzgebirges, deren Umriss das Streichen und die Falten des Gebirges schonungslos durchschneiden, etwa wie wenn ein glühender Lötkolben durch die Fläsern eines Brettes gedrückt wird.

Der Batholith verdankt danach seine Ortsstellung der Aufschmelzung und Aufzehrung des Nebengesteins. Er ist eine Durchschmelzungsmasse ohne fremde Unterlage. So kühn und bestechend diese Theorie ist, so stehen ihr doch zwei gewichtige Bedenken entgegen, die im vorigen Kapitel bereits eingehend behandelt wurden. Die Magmen müssen, um derartige Wirkungen hervorzubringen, unwahrscheinlich hohe Temperaturen besessen haben. Besonders schwerwiegend sind jedoch die Einwände petrographischer Natur, und es ist zu verstehen, dass die Assimi-

lationstheorien besonders von petrographischer Seite eine Ablehnung erfahren haben. Petrographisch ist die Verschiedenheit der Gesteine durch keine Mischung zu erklären. Die geographische Verteilung der Magma-provinzen und ihre zeitlich fortschreitende Entwicklung stehen ebenso wenig mit einer Durchschmelzung im Einklang.

Endlich kann man wohl die Frage aufwerfen, ob durch Aufschmelzen überhaupt der Raum gewonnen werden kann, den das nachdringende Magma einnehmen will, da die geschmolzene Masse ein grösseres Volumen einnimmt als die feste.

Es wäre andererseits sicherlich falsch, jede Assimilation zu verwerfen; nur kann das Emporarbeiten des Magmas nicht ausschliesslich in der Weise erfolgt sein, dass gleiche Volumina des zu durchbrechenden Gesteins eingeschmolzen wurden. Das Einfallen der Schichten gegen den Batholithen liesse sich auf diesem Wege nicht erklären. Der diskordante Injektionsverband ist andererseits durch Abstau auch nicht zu verstehen. Die Vorgänge in der Natur sind meist recht komplizierter Art. Eine Anzahl von Faktoren spielen gewöhnlich gleichzeitig eine Rolle und summieren sich in ihrer Wirkung. So darf man von vornherein nicht erwarten, durch ein einheitlich wirksames, einfaches Prinzip die Lösung des Problems zu finden.

Im Gegensatz zu den Aufschmelzungstheorien führt Daly (14) die Entstehung des Raumes, den die Tiefengesteinskörper einnehmen, auf ein mechanisches Losbrechen des Hangenden zurück. Er nennt seine Hypothese „Hypothesis of overhead stoping by deep-seated magmas“. Der Ausdruck ist der Bergmannssprache entlehnt. Suess übersetzt das „overhead stoping“ mit „Übersichbrechen“, Salomon nennt sie „Platz austauschhypothese“ und Milch „Aufstammungshypothese“.

Dalys
Aufstammungs-
hypothese.

Teile des Daches und der Wände werden von dem Magma mechanisch losgestemmt und sinken unter; so erweitert dasselbe langsam seine Kammer und arbeitet sich aufwärts.

Das Losbrechen der hangenden Schollen wird durch die Klüftung und andere Strukturflächen des festen Gesteins erleichtert. Apophysen und die ungleichmässige Ausdehnung des Nebengesteins infolge ungleicher Erwärmung tragen das ihrige dazu bei.

Die losgebrochenen Schollen sinken unter und erfahren in den tieferen heisseren Teilen des Magmabassins eine langsame Auflösung; das Magma tauscht seinen Platz mit dem festen Gestein. Die Dalysche Hypothese arbeitet demnach mit einer weitgehenden Assimilation der festen Kruste durch das Magma, nur wird der Ort derselben von den randlichen Partien mehr in die abyssische Tiefe verlegt.

Die Vorbedingung für den Vorgang des Untersinkens ist erstens, dass das feste Gestein bei hoher Temperatur noch spezifisch schwerer

ist als das Magma, da im anderen Fall die Bruchstücke auf diesem schwimmen und das Dach vor weiteren Angriffen schützen würden.

Eine Voraussetzung für diesen Vorgang ist zweitens ein ziemlich hoher Grad der Dünnflüssigkeit. Mit dem Untersinken des Nebengesteins sind noch andere Erscheinungen verbunden. Die Bruchstücke schmelzen und vermehren das Volumen des Magmas und machen dasselbe aktiv. Es kann auf diese Weise die Oberfläche der Erde erreichen oder Aufwölbungen und Hebungen der Sedimentdecke hervorrufen.

Dann muss die Aufnahme fremden Materials notwendig eine Änderung der chemischen Zusammensetzung herbeiführen und zur Differenzierung Anlass geben. Die Oberflächenergüsse und auch die hypoabyssischen Tiefengesteine entstammen stets oberen Partien eines Magmabassins. Dringt saures Magma in basisches Gestein ein, so werden die aufeinanderfolgenden Eruptionen mit der Zeit basischer werden. Im entgegengesetzten Falle wird eine Änderung der Eruptionsfolge zu derselben Seite hin erfolgen, da die festen Schollen, wenn überhaupt, nur langsam untersinken und oft gar nicht bis zu grösserer Tiefe gelangen, so dass die chemische Veränderung des Magmas durch Assimilation nur die oberen Teile des Bassins trifft.

Gegen die Dalysche Hypothese lassen sich allerdings die Einwände machen, dass die rechnerische Unterlage oft unsicher ist und die Resultate sich zum grössten Teil auf Extrapolationen aufbauen. Auch besitzen die Magmen nicht immer den von der Theorie geforderten Grad von Dünnflüssigkeit.

Andererseits stehen diesen theoretischen Bedenken Beobachtungen gegenüber, die die Dalyschen Annahmen zu bestätigen scheinen. So fand W. S a l o m o n (15) am Adamello, dass die Esinomarmorscholle des Mte. Marser, die anisische oder ladinische Marmorscholle des Corna Calcinaio und die Werfener Scholle des Rifugio del Baitone im Verhältnis zum benachbarten Sediment-Gebirge zu tief liegen, so dass sie im flüssigen Tonalit untergesunken sein müssen.

Ein anderes Beispiel mag den Beobachtungen Bröggers (16) entnommen werden. Eine stark metamorphosierte, 10 m mächtige Silurscholle von bedeutender Ausdehnung im Streichen findet sich 6 km von der Eruptivgrenze bei Gjödingelo, westlich vom See Hurdalivand im Christianiagebiet, eingesunken im Nordmarkit und von ihm umgeben.

In Amerika hat besonders B a r e l l (zitiert bei Daly) durch das Studium des Marysville-mining-district, M o n t a n a, ähnliche Anschauungen gewonnen.

Die Dalysche Hypothese bedeutet jedenfalls der reinen Assimilationstheorie gegenüber einen Fortschritt, indem sie die Schwierigkeit

der Raumbeschaffung für den Magmakörper löst. Trotzdem bleibt noch mancher Punkt dunkel.

Es ist z. B. schwer zu verstehen, dass über grösseren Batholithen das spezifisch schwerere Dach nicht einstürzt und im Magma versinkt.

In den ältesten Intrusionsperioden, im Archaikum (Präkeewatin) ist nach D a l y ein Nachbrechen der sauren Erstarrungskruste in grossem Umfang eingetreten; in der Folgezeit bis zum Ende des Präkambriums fanden aber derartige Ereignisse nicht mehr statt, wenn auch die wechselseitige Einwirkung zwischen saurer Erstarrungskruste und basischer Unterlage eine sehr heftige war; die Batholithen bildeten sich unregelmässig und unabhängig von tektonischen Linien. Die Abhängigkeit von den tektonischen Elementen tritt erst in der paläozoischen und späteren Zeit in Erscheinung.

Die Erweiterung der magmatischen Kammern erfolgt, um die wichtigsten Punkte zusammenzufassen: erstens durch Assimilation der Salbänder durch überhitztes Magma oder magmatische Gase; zweitens durch mechanisches Aufstemmen im Sinne D a l y s. Dies sind die Prozesse, die zu dem eigentlichen Injektionsvorgang gestaltend hinzutreten. Doch reichen diese Momente nicht aus, um die Tiefengesteine von batholithischen Dimensionen zu erklären. Es muss ferner angenommen werden, dass die zur Injektion führenden Vorgänge selbst imstande sind, eine Verdrängung der festen Kruste durch Magmen in grösserem Massstabe zu ermöglichen.

Milch (17) sieht in der ungleichen Schwereverteilung in der Erdkruste die Ursache des Empordringens der Magmen. Massenanhäufung mit zu grossen Schwerewerten an einer Stelle und Massendefekte oder Dichtigkeitsverminderungen, die nicht notwendig in Hohlräumen zu bestehen brauchen, an anderer, streben einem Ausgleich zu, indem der auf dem Erdinnern lastende normale oder durch geologische Vorgänge verstärkte Druck schmelzflüssige Teile des Erdinnern in Gebiete verminderter Dichtigkeit oder Auflockerung als „loci minoris resistentiae“ treibt. Die aufgelockerten Partien werden dabei beiseite gedrängt und verdichtet. So tritt durch nachrückendes Magma eine allmähliche Kompensation ein. Derartige Stellen der Auflockerung durch Entlastung des Liegenden finden sich gerade unter Faltengebirgen. Sie können aber auch unter Kontinentalmassen auftreten, wie die zu geringen Schwerewerte der Moskauer Gegend gelehrt haben.

Milch's Hypothese der ungleichen Schwereverteilung.

Ein Zerreißen der Kruste bis zu grösserer Tiefe und klaffende Spalten sind nicht erforderlich. Die Intrusion braucht nicht gleichzeitig mit der Auffaltung der Gebirge einzusetzen, sondern die Dichtigkeitsverminderung bleibt zunächst bestehen und wird erst mit der Zeit durch auf-

O' nach p' und eine Verdichtung der Materie zwischen p und A. Damit erhält aber auch A einen bestimmten Bewegungssinn nach m'. A teilt seine Bewegung dem Nachbarpartikelchen A₁, in der Richtung Am' mit, dieses wieder einem zweiten Partikelchen A₂ und so fort, bis die angesammelte Abkühlungsspannung ausgeglichen ist. Auf der gegenüberliegenden Seite des Ganges vollzieht sich im Punkt B dieselbe Bewegung, die, falls die Bedingungen auf beiden Seiten gleich sind, zu einer Weitung des Ganges führen muss. Neues Magma kann nachströmen.

Erstarrt nun der Gang, so stellt sich wieder der Anfangszustand ein, das seitliche Ausweichen hört auf. Nur die Fähigkeit dazu bleibt nach allen tangentialen Richtungen potentiell bestehen, wenn Spannungen vorhanden sind. Solange der Kanal offen ist, hält das Auseinandergehen der Wände Schritt mit der Abkühlungskontraktion.

Das Eindringen des Magmas in die feste Kruste hat also eine Verdichtung derselben zur Folge. Die Dalysche Hypothese läuft schliesslich auf dasselbe hinaus, was auch die Milchsche Theorie zeigen will, nämlich die Kompensation der Dichtedefekte durch magmatische Injektionen.

Die Verdichtung zu beiden Seiten der Injektion ist am grössten in der Zone maximaler Dehnung, sie nimmt nach oben und unten wieder ab. Sie übt daher auf die oberhalb der Injektion liegenden Teile der Kompressionsschale eine Zugwirkung aus, die betreffenden Partien sinken ein. Bei grösseren Injektionsmassen kann die niedergehende Bewegung der Oberflächenkruste von der Grössenordnung der Geosynklinalen werden. Selbst wenn die magmatischen Intrusionen fest geworden sind, braucht die nach abwärts gerichtete Bewegung nicht zum Stillstand zu kommen, da die hierdurch eingeleitete Sedimentation das betreffende Rindenstück weiter beschwert und nach unten drückt.

So bildet sich über der Injektionszone eine mehr oder weniger breite Zone der Schwäche, die schliesslich zu einem gebirgsbildenden Zusammenbruch dieser Teile führen muss.

Der Betrag der Schrumpfung, welcher aus der Abkühlungskontraktion hervorgeht, wird durch andere Faktoren z. T. wieder kompensiert. Die Anpassung der Erdhaut an die Unterlage kann nämlich lokale Hohlräume erzeugen, die schnell durch Magma und langsam durch Stoffzufuhr aus Lösungen ausgefüllt werden. Diese Vorgänge tragen zu einer Vergrösserung der Kruste bei. Die unter Volumenzunahme sich abspielenden chemischen Prozesse, wie z. B. die Hydratbildung, wirken in demselben Sinn.

So läuft dem Schrumpfungsvorgang andererseits eine Dehnung parallel, und es kann sogar die Frage diskutiert werden, ob diese Ausdehnung nicht vielleicht die Schrumpfung übertrifft.

Die abyssische Injektion war der Anstoss zur Einleitung gebirgsbildender Prozesse; sie erneuert sich noch einmal am Ende des Vorganges

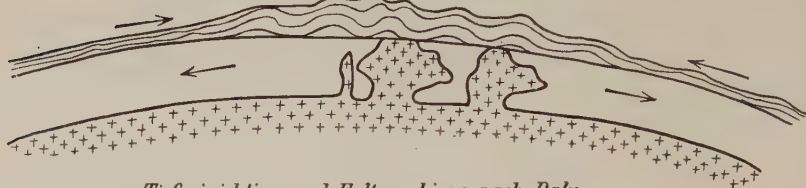
Verhältnis
der Tiefen-
injektion zu
orogenetischen
Vorgängen.

Die Entwicklung der batholithischen Körper kommt nämlich so zu Stande. Die Erdhaut ist in der Querachse eines Faltengebirges um ein beträchtliches Stück verkürzt, denn bei dem orogenetischen Vorgang ist die Kompressionsschale über die Tensionsschale geschert worden. Die Scherungsfläche dürfte nahezu mit der spannungslosen Niveaufläche zusammenfallen. Bei der Abscherung, Verwerfung und Zerberstung werden kleinere Intrusivkörper in die Kompressionsschale hineingepresst; zugleich aber wird die von den einleitenden magmatischen Injektionen übriggebliebene Spannung ausgelöst, die bestehen bleibt, so lange beide Schalen im festen Verbande sind, und die Tensionsschale kann sich dann auf

Fig. 21.

Geosynklinale

*Vor dem tektonischen Zusammenbruch der Kruste.
Bildung einer Senke nach Art der Geosynklinalen.*

Faltengebirge

*Tiefeninjektion und Faltengebirge nach Daly.
Nach dem tektonischen Zusammenbruch der Kruste.*

Zusammenhang zwischen Tiefeninjektion und Faltengebirge nach Daly.

einmal frei auf sich selbst zurückziehen. Die Gänge erweitern sich durch freiwilliges Auseinanderweichen der Wände zu batholithischen Dimensionen. Die einzige Kraft, welche der Vergrößerung der Magmakammern entgegenwirkt, ist die Reibung längs der Scherungsfläche, die sich bei tangential zur Erdkrümmung gerichteten Flächen durch das Gewicht des darüber befindlichen Rindenstückes bestimmt. Der gegen die Wände wirkende Druck an der Scherungsfläche ist gleich dem im Magma herrschenden hydrostatischen Druck; derselbe ergibt sich durch die Mächtigkeit der darüber lastenden Kruste und durch die elastische Ausdehnung, die dem Gewicht der ganzen Tensionsschale gleich ist.

Eine Injektion in das gefaltete Gestein selbst ist aber nur dort

möglich, wo lokale Druckentlastungen in der heterogenen, ungleich verquetschten Masse eintreten, nicht an Stellen vorherrschender Zusammendrückung.

Auf diese Weise lassen sich die innigen Wechselbeziehungen zwischen den gebirgsbildenden und den vulkanischen Erscheinungen begreifen, beide Vorgänge sind auf eine gemeinsame Ursache zurückgeführt.

Eine Intrusion leitet die Neuordnung der Gleichgewichtsverhältnisse innerhalb der Kruste ein. Wenn auch die stetig fortschreitende Abkühlung die Vorbedingung für eine derartige Umwälzung ist, so bedarf doch diese erste Intrusion eines äusseren Anstosses. Die Ursache kann man teils in kosmischen auf die Erde einwirkenden Kräften suchen. Als solche kämen Einflüsse der inneren Gezeiten auf die Kruste, Verlagerung der Trägheitsachse der Erde, Torsion der Erdhaut über dem Kern und derartige exogene Einwirkungen in Frage. Andererseits kann aber die Kraft endogener Natur sein d. h. dem Magma selbst innewohnen. Der Kristallisationsdruck eines jenseits des maximalen Schmelzpunktes, also in grosser Tiefe, unter Volumenzunahme kristallisierenden Magmas ist imstande, die erforderliche Energie zu liefern.

Die Frage, ob das Magma wirklich eine eigene vulkanische Kraft besitzt, die es nach aussen treibt, ist durch Beobachtungen im Felde schwer zu beantworten. Man hat zwar häufiger in der Nähe von Intrusionen Rückfaltungen beobachtet. Ein besonders auffallendes Beispiel hat Böse (19) vom Canal Cayol im Tale von Mexiko mitgeteilt, wo in der Nähe der Eruptivmasse der Sierra St. Catarina quartäre Schichten stark gefaltet und sogar überschoben sind. Allein lassen sich andere Deutungsmöglichkeiten wirklich vollständig ausschliessen? Für die von Böse geschilderten Aufschlüsse kann sicherlich eine andere Erklärung als Faltung durch vulkanischen Druck nicht gegeben werden. Wägt man die Argumente, die für und wider ein aktives Verhalten des Magmas sprechen, ab, so neigt sich entschieden das Zünglein der Wage zugunsten einer Aktivität des vulkanischen Magmas. Aber rührt diese Energie aus dem Magma selbst her? Auf diese Frage geben die geologischen Verhältnisse keine Antwort.

Die vulkanische Kraft.

Der Batholith ist der Ausgang für alle anderen Intrusivkörper kleinerer Dimensionen und auch für die vulkanischen Erscheinungen der Oberfläche. Alle diese Gebilde werden von grösseren Liegendkörpern gespeist.

Alle nicht batholithischen Intrusivmassen sind auf höhere Niveaus beschränkt. Man hat sie daher auch als hypoabyssische Massen bezeichnet. Der Batholith, der in der Tiefe die allein herrschende Tiefengesteinsform ist, steigt jedoch bis in das Niveau hypoabyssischer Tiefengesteine hinauf.

Die Bildung der Batholithen fällt in einen besonderen Abschnitt der gesamten vulkanischen Tätigkeit, man kann ihn mit Harker als die „plutonische Phase“ bezeichnen.

Hypoabyssische Intrusionen mit diskordantem Injektionsverband.

Der Gang (englisch dike oder dyke, französ. vein, filon).

Gänge.

Der Eruptivgang ist die am häufigsten vorkommende Intrusivform. Er ist eine zwischen nahezu parallelen Wänden eingeschlossene Eruptivmasse, deren Längenausdehnung stets die Breitenausdehnung übertrifft. Seine körperliche Gestalt ist demnach eine plattenförmige. Die Gangwände stehen nahezu vertikal oder sie bilden mit der Vertikalebene einen kleineren Winkel als mit der Horizontalen, solange die Lagerungsverhältnisse die ursprünglichen sind. Tektonische Veränderungen, welche nach der geologischen Gestaltung des Ganges Platz greifen, können natürlich gleichzeitig mit dem Nebengestein diese primäre Lagerung ändern.

Fig. 22.



Echter Gang.

Fig. 23.



Gänge von Granit (punktiert) im körnigen Kalk. Stemmas im Fichtelgebirge.
Nach Gümbel.

Die Längsrichtung eines Ganges in bezug auf die Nord-Südrichtung nennt man, genau wie bei einer sedimentären Schicht, sein Streichen, seine Neigung zur Vertikalebene sein Fallen. Bei einem nicht saiger

(vertikal) stehenden Gang unterscheidet man in gleicher Weise das Hangende und Liegende, das sind diejenigen Partien des Nebengesteins, die sich über und unter der Gangmasse befinden. Der senkrechte Abstand der Gangwände ist die Gangmächtigkeit. Dieselbe kann in sehr weiten Grenzen variieren. Man kennt Gänge, deren Mächtigkeit nach Zentimetern und anderseits nach hunderten von Metern zählt. Gewöhnlich ist die Mächtigkeit nicht so gross. So zählte Salomon (20) im Adammellogebiet unter 347 dunklen Gängen nur einen einzigen mit 20—30 m, die meisten hatten etwas mehr oder weniger als 1 m.

Ein Durchschnittsmass lässt sich nicht angeben, da die Mächtigkeit zu sehr von den lokalen Verhältnissen und der Beschaffenheit des Magmas abhängt. Sie bleibt selbst bei ein und demselben Gang durchaus nicht konstant.

Die Grenze eines Ganges gegen das Nebengestein, in welches die Intrusion erfolgte, wird als Salband bezeichnet.

• Tritt die Gangmasse zutage, so wird ihr Schnitt mit der Oberfläche das Ausgehende oder Ausstreichen des Ganges genannt. Die Gänge markieren sich im Gelände als gradlinig verlaufende, mauerartige Aufragungen, wenn das Ganggestein gegen die Erosion widerstandsfähiger ist als sein Nebengestein, und umgekehrt als grabenförmige Vertiefungen, falls das Eruptivgestein leichter verwittert. Der gradlinige Verlauf ist eine Folge der Parallelität der Gangwände. Die Längserstreckung der Gänge schwankt ebenso wie ihre Mächtigkeit in weiten Grenzen. So konnte man den Cleveland-Cockfield und Armathwaite Porphyritgang nach Zirkel (8) von Maybecks bei Whilby bis Armathwaite im Eden Valley in Cumberland mit Unterbrechungen über eine Entfernung von 145 km (= 90 englische Meilen) verfolgen.

Die Mächtigkeit des Ganges verringert sich gegen sein Ende, der Gang keilt aus.

Die Begrenzung eines Gangblattes ist eine unregelmässige. Sein Verlauf im Ausgehenden, wie er auf der geologischen Karte zur Darstellung gelangt, und im Profil mögen folgende Stereogramme, die Harkers (5) Buch entnommen sind, veranschaulichen.

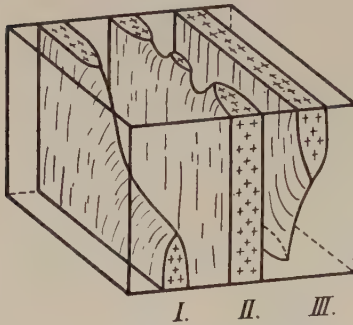
Die Ganggrenze verläuft krummlinig. Fig. 24, Fall I gibt ein Bild derselben. Der Gang keilt im Profil nach oben aus, auch das Ausgehende findet ein Ende. Fall II zeigt das Zustandekommen der Unterbrechung ein und desselben Ganges im Streichen, verursacht durch einen krummlinigen Verlauf der Ganggrenze. III ist ein Gang mit überhängender Ecke. Im Profil keilt derselbe gegen die Tiefe aus.

Fig. 25 zeigt einen anderen Fall der Unterbrechung eines Ganges. Derselbe kommt durch ein Auseinanderblättern der Gangplatte zustande.

Ein Ausstreichen in einem tieferen Niveau würde einen normalen Gang liefern.

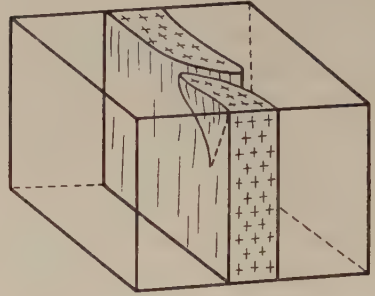
Fig. 26 zeigt einen älteren Gang mit überhängender Ecke, der von einem jüngeren Gang gekreuzt wird, wobei die Masse zu beiden Seiten ausblättert.

Fig. 24.



I. II. III.

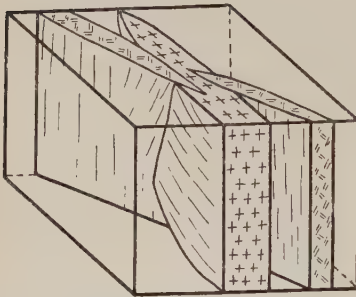
Fig. 25.



Stereogramme eines Ganges, nach Harker.

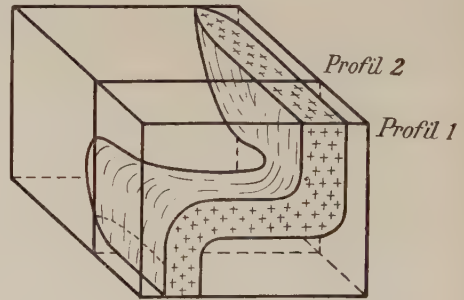
Fig. 27 stellt einen Gang dar, der streckenweis seine vertikale Richtung verlässt und als Lagergang horizontal verläuft (Profil 1.). Salmon nennt diese Art von Gängen „Hakengänge“. Derselbe Gang im Profil 2 angeschnitten würde zwei getrennte Gangmassen zeigen, deren ursprünglicher Zusammenhang sich nicht mehr sicher erweisen liesse.

Fig. 26.



Gangkreuzung, nach Harker.

Fig. 27.



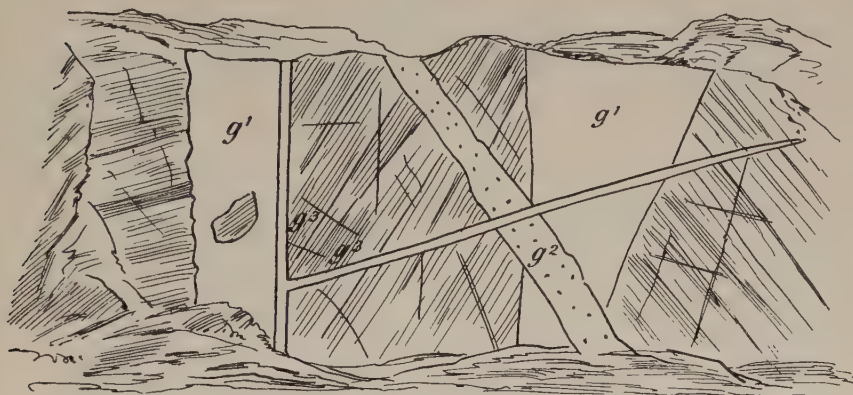
Hakengang, nach Harker.

Eine andere verbreitete Erscheinung ist die Ganggabelung, die Teilung eines Ganges in ein oder mehrere Äste.

Später hinzutretende Verwerfungen und Faltungserscheinungen lösen den ursprünglichen Zusammenhang der Gangplatten auf und komplizieren das Lagerungsbild.

Die Intrusion in Gangform ist in Platearegionen ebenso wie in Faltungsgebieten eine gleich häufige Erscheinung.

Fig. 28.



Granitgänge in Gneis. Fürsteneck im Bayrischen Waldgebirge, nach Gumbel.

In Plateaugebieten bilden die Gänge häufig sehr ausgedehnte Systeme, die ihren Parallelismus auf weite Strecken beibehalten. Besonders lehrreich sind die von Harker teilweise eingehend studierten ter-

Fig. 29.



Kärtchen des Harzes zur Veranschaulichung der verschiedenen Gang- und Spalten-systeme des Gebirges. Die schraffierten Felder geben die Granitstöcke an.

tiären Gänge, die über ein Areal, halb so gross wie die Britischen Inseln, verbreitet sind. Besonders auf Skye treten die Basaltgänge schwarm-artig oder zu Gangbündeln vereinigt mit NW—SO- oder NNW—SSO-

Streichen auf. Eine roh radiale Anordnung ist trotz des im grossen und ganzen parallelen Verlaufs um bestimmte Störungszentren erkennbar.

Gewisse Gesteine sind der Bildung der Gänge günstiger als andere. So konnte Harker feststellen, dass der Gabbro mehr Gänge enthält als der Granit, kompakte vulkanische Laven mehr als vulkanische Agglomerate. Ändert sich das Nebengestein, so hören vielfach die Gänge auch auf. Setzen sie aber in das andere Gebiet hinein, so erleiden sie keine Ablenkung. Im allgemeinen sind die Verhältnisse der Gänge in Plateauregionen einfache und ihre Dimensionen sind grössere.

Die Gänge in gefalteten Gebieten sind nicht wesentlich verschieden von jenen. Sie treten vielleicht in grösserer Zahl auf und sind ungleichmässiger verteilt. Man beobachtet zuweilen, dass sie sich senkrecht zur Faltenachse stellen. Der Parallelismus mag weniger konstant sein als in der Plateauregion.

Salomon fand, dass die geologische Orientierung der Schichtfugen und Kluftsysteme für die dunklen Gänge des Adamellogebiets von besonderem Einfluss sind. Es herrschte neben der Judikarienrichtung NNO die O—W- und ONO-Richtung, entsprechend dem Streichen der Bergamasker Alpen vor, in diesem Fall war die Orientierung parallel zu den Faltenzügen. Es scheint also beides vorzukommen.

Mechanismus der Intrusion.

Die gewöhnliche Vorstellung ist die, dass der Injektion ein Bruch oder eine Verwerfung vorausgeht, die ihr den Weg vorschreibt.

Präexistierende Spalten sind aber durchaus keine unerlässliche Vorbedingung für eine Gangintrusion. Manche Anzeichen sprechen dafür, dass die Spaltenbildung gleichzeitig mit der Intrusion vor sich geht und die Spalte in statu nascendi mit Magma sich füllt. Die dunklen Porphyritgänge z. B. sind eine weit über das engere Adamellogebiet verbreitete Erscheinung in Südtirol. Sie besitzen ein sehr verschiedenes Alter; man kennt präpermische bis tertiäre Gänge dieser Art. Ihr Ursprungsort liegt offenbar sehr viel tiefer, als unsere heutigen Aufschlüsse reichen. Nun beobachtet man, dass Gänge von sehr geringer Mächtigkeit aus dieser Tiefe in eine mächtige kalte Gesteinsserie injiziert worden sind. Die Intrusionsgeschwindigkeit muss daher sehr gross, und das Magma sehr heiss gewesen sein, sonst hätte es bei seinem kleinen Volumen früher durch Abkühlung die Beweglichkeit einbüssen müssen und die Injektion wäre zeitiger zum Stillstand gekommen.

Aus diesem Verhalten ist der Schluss zu ziehen, dass das Aufreissen der Spalte und ihre Magmaerfüllung ein gleichzeitiger, sich rasch abspielender Akt war.

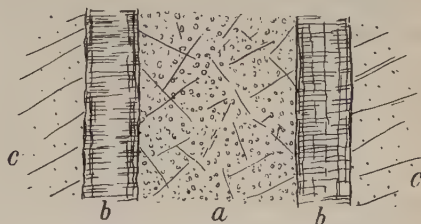
Ein und derselbe Gang kann aber auch mehrfach aufreissen und nacheinander neuem Magma den Durchgang gestatten. Solche Gänge nennt Geikie (6) vielfache Gänge (multiple dykes). Fig. 30.

Fig. 30.



Vielfacher Doleritgang mit Schieferungseinschlüssen. Seil Island, Argyllshire. Nach Geikie.

Fig. 31.



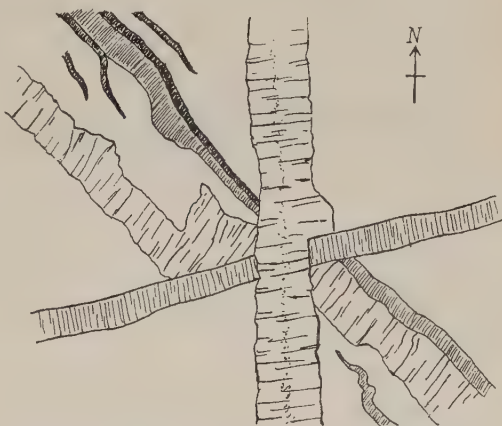
Zusammengesetzter Gang. Market Stand, Broadford, Skye. Nach Geikie.

Ändert sich das Magma, so erhält man einen zusammengesetzten Gang (compound oder composite dyke).

Fig. 31 stellt einen Granophyrgang a mit basaltischen Salbändern b im Torridonsandstein der Insel Skye nach Geikie (6) dar.

Die gemischten Gänge des Trusetals auf Sektion Schmalkalden in Thüringen bieten eine ähnliche Erscheinung. Melaphyr, Granitporphyr und Syenitporphyr bilden in verschiedenen Kombinationen, in symmetrischer und unsymmetrischer Verteilung zu den Gangwänden, die Ausfüllung der Gangmasse. Bücking (21) nimmt zur Erklärung der Erscheinung keine wiederholte Intrusion, sondern eine Differentiation am Platz an. Es brauchen also zusammengesetzte Gänge nicht immer das Resultat wiederholter Intrusionen zu sein.

Fig. 32.



Sich schneidende Gänge im Liaskalk. Küste von Broadford, Skye. Nach Geikie.

Ein Gangnetzwerk ist eine netzförmige Gruppe von Gängen, die alle gleichzeitig injiziert worden sind.

Sind bereits magmaerfüllte Gangspalten vorhanden, so können gelegentlich später sich öffnende Gänge die ersteren schneiden. Es entsteht ein System sich schneidender Gänge, wie im Liaskalk an der Küste von Bradford auf Skye. (Fig. 32).

Die Flussrichtung des Magmas ist, wie Harker im Skyegebiet durch Beobachtung von Fluktuationsstrukturen festgestellt hat, nicht immer nur vertikal. Alle Richtungen zwischen der Vertikalen und Horizontalen kommen vor. Man kann daraus schliessen, dass der Gangkörper gegen die Tiefe kleiner wird.

Die Eruptivader (intrusive vein).

Eruptivader.

Vom Gang unterscheidet sich die Eruptivader nur durch das Fehlen der parallelen begrenzenden Wände und durch ihren unregelmässigen Verlauf. Die Ader ist räumlich eine fadenartige Intrusion, meist von kleineren Dimensionen als der Gang. Astförmige, sich häufig verzweigende Risse sind in diesem Fall mit Magma angefüllt.

Fig. 33.



Eruptivadern gleichzeitiger Entstehung im Diabas, nach Geikie.

Eine besondere Art bilden aderförmige Intrusionen in Eruptivgesteinen, die mit diesen genetisch eng verbunden sind. Sie bleiben gewöhnlich auf den Eruptivkörper selbst oder dessen nächste Nachbarschaft beschränkt.

Derartige Adern, Adern gleichzeitiger Entstehung, Fig. 33 (contemporaneous veins) stellen nur wenig spätere Nachschübe aus der noch flüssigen Tiefe in noch plastische oder bereits verfestigte, aber noch in der Abkühlung befindliche Partien dar.

Die Apophyse (apophyse, tongue).

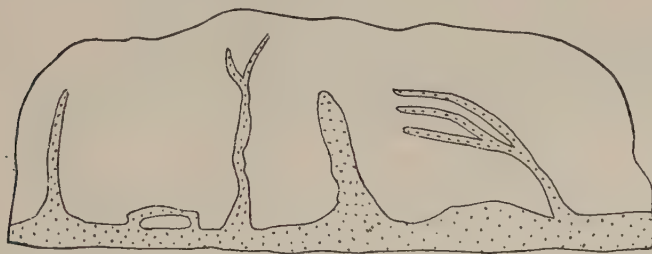
Die Apophyse.

Kann man Gänge oder Adern bis zu einem grösseren Intrusivkörper verfolgen, von dem sie ihren Ausgang nehmen, so bezeichnet der Sprach-

gebrauch derartige Injektionskörper als Apophysen. Das Charakteristische der Apophyse ist, dass sie nicht selbständig auftritt, sondern dass stets ein nachweislicher Zusammenhang mit einer anderen Stammintrusionsmasse bestehen muss. Das klassische Schulbeispiel einer Apophyse ist der Bodegang im Harz (22), ein granitporphyrischer, stellenweise felsophyrisch entwickelter Gang, der sich von der Ramberggranitmasse abzweigt und sich in der Richtung auf das Brockenmassiv etwa 7 km weit verfolgen lässt.

Ein anderes Beispiel gibt Fig. 34.

Fig. 34.



Apophysen von Granit in Hornfels. Rehberger Graben im Harz.
Nach Hoffmann.

Vulkanische Necks (23, 6) (Durchschlagsröhren, Schlote, Eruptionskanäle, Hälse, Schusskanäle, Maartuffgänge, Maar-Basaltgänge (Branca) [24], engl. neck, pipe, funnel, franz. diatremata, diatrèmes [Daubrée]).

Eine andere Art der Intrusion steht gleichfalls zum Nebengestein im diskordanten Injektionsverband, der „vulkanische Neck“. Unter diesen Begriff kann man mit Geikie (6, 23) röhrenförmige vulkanische Schlote, die mit eruptivem Material verschiedener Art angefüllt sind, zusammenfassen.

Der vulkanische Neck.

Der Querschnitt eines Necks ist annähernd kreisrund, elliptisch oder oval, gelegentlich unregelmässig, auch wohl linsenförmig. Er setzt senkrecht zur Tiefe durch die Sedimentdecke hindurch. Räumlich stellt der Neck einen zylindrischen oder konischen Körper dar. Irgend eine Beziehung zu den tektonischen Verhältnissen des Untergrundes ist nicht zu erkennen. Die Necks sind völlig unabhängig von Verwerfungen oder Spalten, sie durchlochen regellos die Sedimentplatte (Fig. 35). Wenn auch gelegentlich im Zusammenhang damit eine Verwerfung erkannt werden kann, so ist dieses Zusammentreffen mehr zufällig, jedenfalls kein notwendiges.

Diese vulkanischen Röhren sind ausgefüllt mit vulkanischem Tuffmaterial, das vollkommen ungeschichtet ist und zahllose scharfkantige oder abgerollte Bruchstücke des Nebengesteins, die zum Teil deutlich gefrittet sind, enthält. Daneben kommen Bomben des Eruptivgesteins vor. Man würde die Füllmasse treffend als Tuffbreccie bezeichnen können.

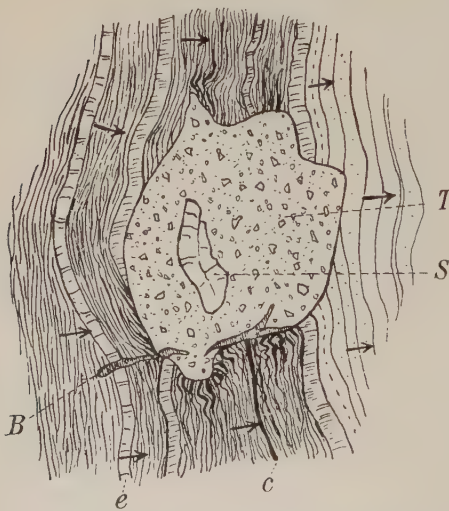
Fig. 35.



N.-S. Durchschnitt von Stuttgart nach der Rauhen Alb zur Veranschaulichung der zahlreichen tuffgefüllten Explosionsröhren. Nach W. Branca.

Die fremden Einschlüsse sind zum Teil aus der Tiefe mitgerissen, zum Teil von oben in den vulkanischen Kanal hineingeraten. Sie geben ein treffliches Bild der an der denudierten Oberfläche und in der nicht auf-

Fig. 36.



Neck whr. permischen Alters. Küste in der Nähe von St. Monans Fife. Nach Geikie.

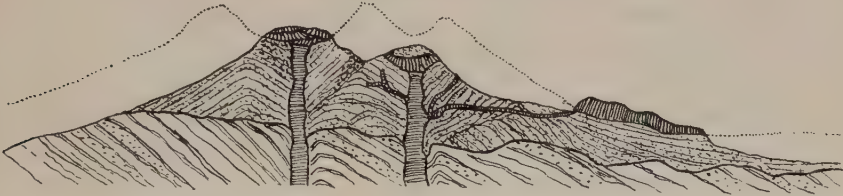
geschlossenen Tiefe anstehenden Gebirgsglieder. Hineingeratene Schollen der Oberfläche können mitunter grössere Dimensionen besitzen. So beobachtete z. B. Bücking (25) am Schulzenrain bei Gersfeld in der Rhön eine 100:30 m messende Röthscholle 40—50 m im Schlot versunken.

Die mit pyroklastischem Material erfüllten Necks bezeichnet man als Tuffnecks oder Maartuffgänge (Branca).

Andere Necks sind mit kompakter Lava angefüllt, sie können zum Unterschied Lavanecks genannt werden. Die Lava ist petrographisch von verschiedener Beschaffenheit. Quarzporphyre, Porphyrite, Diabase und Basalte, Phonolithe u. a. findet man in derartigen Röhren. Besonders häufig sind basische Laven. (Branca's Maarbasaltgänge.) Sehr oft kommen gemischte Necks vor, in welchen feste Laven neben Tuffbreccien die Füllmasse liefern.

Der vulkanische Neck führt in fast allen Fällen bis zur Oberfläche und mündet dort in ein Maar oder in einen Vulkan. Die Gebilde auf der Oberfläche um seine Mündung werden später zu behandeln sein.

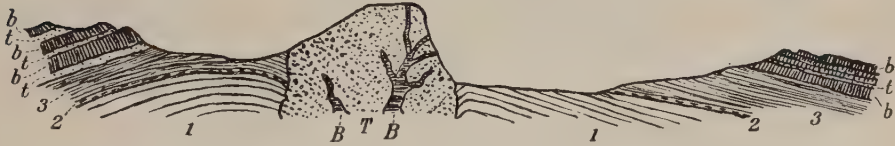
Fig. 37.



Profil durch die vulkanischen Necks des Largo Law, Fife. Nach Geikie.

Er ist an kein bestimmtes geologisches Zeitalter gebunden. Von der Waterfordküste im südöstlichen Irland beschreibt C o w p e r R e e d (26) präkarbonische Necks, die jünger sind als Untersilur (Ordovician)

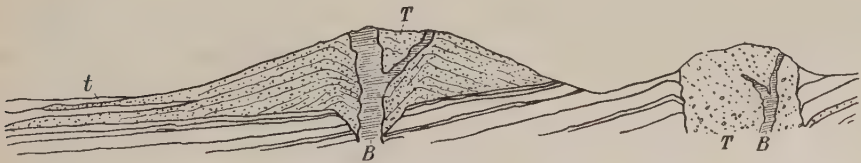
Fig. 38.



Profil durch Binn of Buntisland, Fife. Nach Geikie. Ein zentraler Neck mit Tuffen und Laven in der Umgebung.

und wahrscheinlich zur Zeit des unteren Old-Red, also Unterdevon, oder etwas früher zum Ausbruch kamen. Ein klassisches Gebiet ist Zentral-schottland. Hier hat G e i k i e diesen Typus zuerst studiert und geklärt.

Fig. 39.



Profil durch die Saline Hills, Fife. Nach Geikie.

Die Röhren durchbrechen die Karbonformation, sind wahrscheinlich permisch. Fig. 36—39 geben Grundrisse und Durchschnitte schottischer Necks. Triadisch sind die bekannten Kimberlitpfeifen Südafrikas, deren Breccienausfüllung das Muttergestein des Diamants ist. Auch sie gehören hierher. Besonders günstige Aufschlüsse bietet die schwä-

bische Alb, zumal die Uracher Gegend. Brancas lichtvolle Darstellung der schwäbischen Vulkanembryonen hat wesentlich zur Erkenntnis dieser Gebilde beigetragen. In dieser Gegend ist die ganze Denudationsreihe der Maargänge aufgeschlossen.

Nach der Art des Injektionsverbandes unterscheidet Lachmann (27) vier Necktypen:

1. Der Albtypus.

Die Ränder des Sedimentgesteins sind glatt durchschlagen (Fig. 40).

Dieser Typus ist am verbreitetsten. Die Tuffmaare der Alb zeigen ihn in charakteristischer Form.

Fig. 40.

1. Alb-Typ.

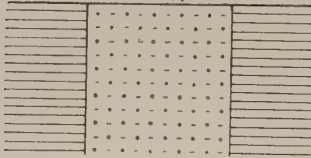


Fig. 41.

2. Fife-Typ.

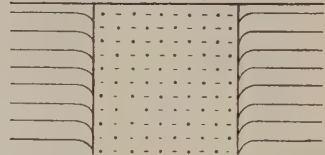


Fig. 42.

3. Kap-Typ.

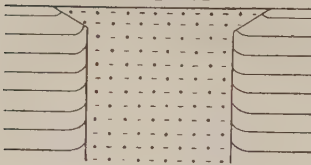
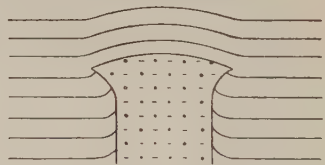


Fig. 43.

4. Réz-Typ.



Die vier verschiedenen Necktypen, nach Lachmann.

2. Der Fifetypus.

Die Durchschlagsränder sind nach unten gebogen. Geikie hat derartige Fälle in der Grafschaft Fife zuerst studiert (Fig. 41).

3. Der Kaptypus.

Hier sind die Ränder des Nebengesteins nach aufwärts gebogen. Die Mündung erweitert sich trichterförmig. Die Kimberlitpfefen in Südafrika zeigen derartige Verhältnisse (Fig. 42).

4. Réztypus.

Im oberen Muskatal, im ungarischen Rézgebirge, hat Lachmann diesen eigenartigen Necktypus kennen gelernt. Es ist ein in der Tiefe

steckengebliebener Neck, der nicht die Oberfläche erreicht hat, eine „Hemidiatrema“. Die Ränder sind wie beim Kaptypus nach aufwärts gebogen, die Hangendschichten kuppelförmig aufgewölbt (Fig. 43).

Mechanismus der Intrusion.

Die Necks sind Gebilde ganz anderer Art der Entstehung, als die plattenförmigen Gangmassen. Es ist daher nur berechtigt, sie von den eigentlichen Gängen abzutrennen. Nach der alten Definition von N a u m a n n (28) und V o g e l s a n g (29) — letzterer bezeichnet mit Gang alles, was einmal durch das Gestein hindurch gegangen ist — gehören sie freilich zu den Gängen im weitesten Sinn. Eine scharfe Auseinanderhaltung dieser genetisch verschiedenen Dinge würde wohl den alten Streit über die Abhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten schneller entschieden haben.

Mechanismus
der Neck-
intrusion.

Die röhrenförmige Gestalt des Necks, die eigenartige Erfüllung mit pyroklastischem Material, liess den Gedanken an eine Entstehung durch Explosionsvorgänge frühzeitig auftauchen. Durch die Daubrée'schen (30) Versuche wurde eine derartige Entstehung experimentell wahrscheinlich gemacht. D a u b r é e liess Sprengstoffe, wie Schiessbaumwolle und Sprenggelatine auf Granit, Trachyt, Marmor und andere Gesteine in einem Stahlblock einwirken. Zum Ansatz der Explosionswirkung an bestimmten Stellen wurden die Gesteinsproben mit feinen Durchbohrungen versehen, oder sie besaßen natürliche Spalten oder endlich sie waren vollständig intakt. Die Explosion dauerte 0,00002—0,00003 und 0,003 Sekunden, die Spannung der Gase erreichte 1100—1700 Atm. Eine Bohrung von 1,2 mm Lumen im Granit wurde durch eine derartige Explosion, bei der die Gasspannung auf 2300 Atm. stieg, zu einer Röhre von 11 mm Durchmesser mit trichterförmiger Mündung erweitert. Die Kanalwände zeigten Striemen. Das Gestein darin wurde zu Pulver zerrieben oder zu einer Art Trümmergestein komprimiert. Es gelang also, dieselben Erscheinungen im Experiment nachzuahmen, die die Natur im grossen vorgemacht hat. Als Ansatz müssen feine Spalten oder Kapillare vorhanden sein, die durch die stark gespannten Explosionsgase ausgeblasen und röhrenförmig erweitert werden. Die Erfahrungen, die mit militärischen Sprengversuchen im norddeutschen Diluvium im grossen gewonnen wurden, lehren nach B r a n c a, dass bei Explosionen in grossen Tiefen nur Hohlräume entstehen, während nahe der Oberfläche Trichter ausgeworfen werden. Die Diluviallehme sind allerdings nachgiebige Massen und vielleicht nicht ohne weiteres mit dem festen Fels vergleichbar.

Daubrée's
Versuche.

Die Tiefen, bis zu welchen die vulkanischen Röhren hinabreichen, sind nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Man kann höchstens eine untere

Tiefen, bis zu
welchen die
Necks hinab-
reichen.

Grenze bestimmen. In dem Uracher Gebiet sind die gesamten Sedimente vom Buntsandstein bis zum weissen Jura β durchschlagen, also ist die Tiefe wenigstens 800 m gewesen. Stellenweis sind Granite des Untergrundes heraufgeführt worden. Die Röhren reichen jedenfalls noch viel tiefer hinab. Zu einer geringen Tiefe der Kimberlitpfeifen in Südafrika gelangt *Chaper*. (Nach einem Zitat bei *Branca*.) Er schliesst aus dem Fehlen der Graniteinschlüsse, dass der Ausgangsort der Röhren dort über dem Granit, der in 300 m Tiefe die Sedimente unterteuft, gelegen sei. Es wären 300 m also eine obere Grenzbestimmung, die sich freilich auf sehr unsichere, negative Argumente stützt. *Geikie* gelangt zu sehr viel höheren Werten für die schottischen Necks. Aus den mitgerissenen Einschlüssen ist zu schliessen, dass dort die Röhren wenigstens bis 2000 m hinabreichen, sie durchbrechen die ca. 2000 m mächtige Karbonserie. Einschlüsse des darunter liegenden Oldredsteins werden jedoch nicht darin gefunden. So unsicher alle diese Schätzungen auch sind, es scheint mir doch daraus hervorzugehen, dass man den Ausgang der Explosion in nicht geringer Tiefe zu suchen hat, sondern wenigstens 1000 m und mehr annehmen muss. Der Ursprungsort ist also in ein Niveau zu verlegen, in dem hypoabyssische Intrusionen zu Hause sind. Die Tiefe, bis zu welcher diese Durchschlagsröhren herabreichen, mag auch von Fall zu Fall sehr verschieden sein.

Bildungs-
temperatur
der Necks.

Über die Bildungstemperatur des Necks liegen nur wenige Angaben vor. *Heddle* (bei *Geikie* [6]) hat an den metamorphischen Erscheinungen, die an eingeschlossenen Bruchstücken zu beobachten waren, auf Temperaturen von 236—321° geschlossen. Damit stehen *Branca's* Erfahrungen im Einklang. *Luzi* hat den Kimberlit bei 1770° geschmolzen und Diamanten in die Schmelze getaucht und beobachtet, dass dieselben durch die Silikatschmelze korrodiert wurden. Auch dieser Versuch scheint dafür zu sprechen, dass die Temperatur nicht so hoch war. Über die Entstehung der Diamanten gehen allerdings die Ansichten sehr auseinander, so dass gerade in diesem Fall besondere Vorsicht geboten erscheint. Auch *Doelter* (32) kommt zu dem Schluss, dass die Bildungstemperatur der Diamanten in den südafrikanischen Diatremen nicht sehr hoch war.

Was die Natur der Explosionsgase und den zur Explosion führenden physikalischen Vorgang betrifft, entspricht es zunächst der bisherigen Anschauung, an die Mitwirkung des Wasserdampfs an erster Stelle zu denken.

Kontakt-
explosion.

Wenn juveniler Wasserdampf mit unbegrenzten Mengen vadosen Wassers, sagt *Suess* (4), zusammentrifft, so entsteht eine phreatische Explosion. Also eine Kontaktexplosion schafft den Neck. Im Ries bei

Nördlingen verlegt er diesen Wasserhorizont an die Basis des Jurakalks, für die schottischen Necks an die Grenze Old-Red gegen Karbon. Gegen diese Vorstellung lassen sich eine Reihe Bedenken erheben. Der Sandstein pflegt allgemein wasserdurchlässig zu sein. Man sollte daher erwarten, dass, wenn die Theorie richtig wäre, die Kontaktexplosion an der unteren und nicht an der oberen Kante des wasserführenden Horizonts eintreten, der Sitz der Explosion in Schottland also zum wenigsten im Liegenden des Sandsteins zu suchen sein müsste. Brancas Studien im Uracher Gebiet lehren, dass bedeutende Gasmassen auf beschränktem Gebiet die Juradecke an 127 Stellen durchlöchert haben. Dieselben müssen sich offenbar in kürzester Zeit entwickelt haben. Nach diesem einen Paroxysmus ist der Gasvorrat der Tiefe erschöpft gewesen, die Ausbrucherscheinungen sind nicht über dieses Anfangsstadium hinausgekommen. Bei der fast universellen Verbreitung vadosen Wassers in der Tiefe sollten derartige Kontaktexplosionen die verbreitetste vulkanische Erscheinung sein, während man doch die Vorkommen der Tuffmaarkanäle zählen kann. Die Daubréeschen Versuche kommen durch eine ausserordentlich kurze Dauer der Explosion und sehr hohe Spannung der dabei wirksamen Gase zustande, Bedingungen, die für Wasserdampf kaum erfüllt sein dürften. Nach den neueren Untersuchungen von Brun wird man überhaupt sehr bezweifeln, dem Wasserdampf die alte dominierende Rolle zuzusprechen. Ich habe aus der chemischen Beschaffenheit der vulkanischen Gase und Magmen zu zeigen versucht, dass diese Gassysteme bei schneller Druckentlastung und Abkühlung in einem Zustand des gestörten Gleichgewichts nach aussen gelangen. Die chemischen Reaktionen, die die Wiederherstellung des Gleichgewichtszustandes herbeizuführen streben, verlaufen zum Teil unter Wärmeentwicklung, wodurch die Reaktionsgeschwindigkeit bis zur Explosion gesteigert werden kann, genau wie bei den Sprengkörpern der Daubréeschen Versuche. Explosionen auch ohne irgend welche Mitwirkung von Wasserdampf sind daher sehr wohl möglich, wann sie eintreten, hängt von besonderen Umständen ab, die in dem Vorangehenden ausführlich erörtert worden sind. Eine bestimmte Tiefe wird für den Herd der Explosion nicht anzunehmen sein, dieselbe ist vielmehr abhängig von der Durchschlagskraft der Gase, die je nach ihrer Zusammensetzung und Menge verschieden ist, und von dem Widerstand, den die zu durchschlagende Sedimentdecke ihnen entgegensetzt. Reicht ihre Kraft nicht aus, so kommt es zur Bildung der Hemidiatremen. Auch die relativ niedrige Bildungstemperatur steht mit dieser Auffassung im Einklang.

Explosion
wasserfreier
Gase als Ur-
sache der
Neckbildung.

Hypoabyssische Intrusivkörper im konkordanten Injektionsverband.

Der Lagergang oder Sill. Intrusivlager (engl. Sill, Intrusive sheet).

Der Lager-
gang.

Der Lagergang oder Sill ist ein Gang mit konkordantem Injektionsverband. Der Name Sill ist dem bekanntesten Beispiel eines Lagerganges, dem Whin Sill in England, entlehnt. Sill bedeutet „Schwelle“. Geikie (6) definiert den Sill als ein eruptives Lager, das zwischen zwei Sedimentserien injiziert und dort verfestigt ist, so dass es als eine mehr oder weniger regelmässige Einschaltung zwischen den Schichten erscheint. Jede Diskontinuität kann einen Lagergang aufnehmen. Er bleibt nicht nur auf die Schichtfuge beschränkt. Zwischen verschiedenen Eruptivdecken oder zwischen Eruptivdecken und den hangenden oder liegenden Sedimenten, auch längs den Flächen diskordanter Überlagerung findet die Injektion der Lagergänge statt. Den letzteren Typus kann man als interformationalen Lagergang bezeichnen. So empfiehlt es sich vielleicht, die Geikiesche Definition zu erweitern. Der Lagergang ist ein Eruptivlager, welches in eine Unstetigkeitsfläche innerhalb der Erdkruste annähernd konkordant injiziert worden ist, er stellt also eine mehr oder weniger regelmässige und parallele Einbettung dar, die stets jünger als das Hangende und Liegende sein muss. Wie der Gang, ist auch der Lagergang eine plattenförmige Eruptivmasse von flächenhaften Dimensionen. Die Mächtigkeit ist gering im Verhältnis zu den Ausdehnungen in den beiden anderen Raumrichtungen. Er unterscheidet sich vom Gang nur durch seinen konkordanten Injektionsverband, d. h. durch die parallele Einschaltung in Schichtfugen der Sedimente oder längs der Auflagerungsgrenzen der Formationen. Der Lagergang besitzt daher stets das gleiche Streichen und Fallen wie das Nebengestein, das ihn aufgenommen hat. Liegt dieses ungestört, so hat auch er eine horizontale Lagerung. Schichtenneigungen oder Faltungen macht er mit.

Die Dimensionen des Lagerganges sind sehr verschieden. Der berühmte Whin Sill in England ist 128,7 km lang und bedeckt eine Fläche von 1600 km². Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 6 und 45 m und beträgt im Durchschnitt 24—30 m. Er ist in karbonische Kalksteine injiziert und steigt von Osten gegen Westen in höhere Niveaus (Fig. 44).

Der Wechsel des Intrusionsniveaus ist überhaupt eine sehr verbreitete Erscheinung. Der Sill schneidet schräg durch die Schichten, um dann in dem höheren Niveau wieder den Schichtfugen zu folgen, oder ein gewöhnlicher Gang bildet die Verbindung.

Ein anderes grossartiges Beispiel sind die Pallisaden am Hudson River gegenüber von New York, die von einem doleritischen Lagergang

in der Newarkformation (Trias) gebildet werden. Derselbe lässt sich von Norden nach Süden 160 km verfolgen und ist einige 30 m mächtig. Als Beispiel eines Lagerganges mit nicht einheitlicher Gangerfüllung mag der Moyie Sill dienen (Fig. 45).

Ein Lagergang ist nicht immer leicht von einer Lavadecke oder einem deckenartigen Strom zu unterscheiden, zumal wenn die Denudation die hangenden Schichten entfernt hat. Folgende charakteristischen Merk-

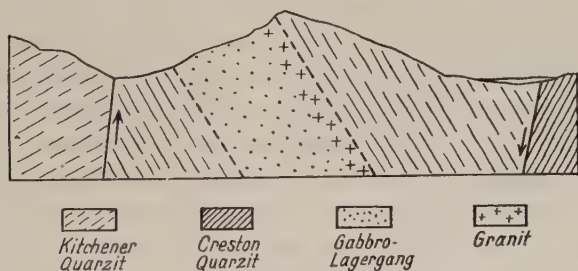
Fig. 44.



Profil durch den grossen Whin Sill, nach Geikie.

male hat Geikie zur Erkennung der Sillnatur einer Eruptivmasse zusammengestellt. Der Lagergang folgt nicht immer genau den Schichtflächen, zwischen welchen er eingeschaltet ist, er durchschneidet sie bisweilen, um in einer anderen parallelen Schichtfuge seinen weiteren Verlauf zu nehmen. Er durchbricht die Nebengesteine und schliesst Bruchstücke derselben ein. Während bei einer Effusivdecke auch die Hangendschichten Bruchstücke des darunter liegenden Eruptivgesteines

Fig. 45.



Profil durch den Moyie Sill, nach Daly.

einschliessen können, fehlen dieselben über dem Lagergang, da derselbe jünger ist. Seine Einschlüsse entstammen sowohl dem Hangenden als dem Liegenden. Desgleichen entsendet der Sill bisweilen Apophysen wie Gänge und Adern in die Hangend- und Liegendschichten. Jeder Lagergang steht mit einem Gang oder einer Röhre in Verbindung, die der Gangmasse als Zufuhrkanal gedient hat. Die Textur der Gangmasse scheint allgemein grobkörniger in den zentralen, und feinkörniger bis dicht in den peripherischen Partien zu sein, desgleichen sind schlackige, zellige

oder mandelsteinartige Strukturen, die dem Entweichen der Gase ihre Entstehung verdanken, selten. Eines der wichtigsten Kennzeichen aber sind die Kontakterscheinungen an den hangenden und liegenden Schichten. Von weiteren Merkmalen ist das Fehlen begleitender Tuffmassen, die sich nur auf der Oberfläche bilden können, eine weniger deutliche Entwicklung der Fluktuationsstruktur und der schnellere örtliche Wechsel von Mineralgehalt und Korngrösse noch zu nennen.

Mechanismus der Intrusion.

Intrusions-
mechanismus
des Lager-
ganges.

Zum Zustandekommen eines intrusiven Lagers müssen vor allem zwei Bedingungen erfüllt sein. Erstens muss das Gestein, das einen Lagergang aufnehmen kann, bestimmte Eigenschaften besitzen. Seine Homogenität muss durch Unstetigkeitsflächen oder Flächen geringsten Widerstandes unterbrochen sein, in welche das Magma eindringen und wie ein Keil auseinandertreibend wirken kann. Alle Gesteine mit Strukturebenen, wie Sedimente mit ihren Schichtflächen, Schiefer mit ihren Schieferungsflächen eignen sich zur Aufnahme eines Sills ganz besonders. Die Beobachtung im Felde lehrt, dass z. B. im Skye- und Eigggebiet die wohlgeschichteten Jurasedimente mit Vorliebe von Lagergängen unterbrochen werden, während die massigen und mehr homogenen Torridon-sandsteine und kambrischen Dolomite derselben Gegend völlig frei davon bleiben. Die zweite Vorbedingung für die Bildung eines Lagerganges ist eine bestimmte Leichtflüssigkeit des intrudierenden Magmas. Fast alle Sills sind basischer Beschaffenheit. Diabas und Feldspatbasalt neigen besonders zur Sillbildung.

Das eigentliche Intrusionsniveau der Lagergänge liegt nahe unter der Oberfläche, wenigstens hat Russell (33) die Beobachtung gemacht, dass ihre Häufigkeit nach der Tiefe zu abnimmt. Andererseits muss es eine obere Grenze geben, bis zu welcher Sillintrusionen, ohne zur Oberfläche durchzubrechen, noch möglich sind. Diese Grenze bestimmt sich durch die Widerstandsfähigkeit der Decke, welche den Druck des aufsteigenden Magmas auszuhalten hat. Sie wird *ceteris paribus* auf dem Lande tiefer liegen als unter dem Meere, da hier das Gewicht der Deckschichten noch durch die Last der Wassermasse vermehrt wird. Selbst in Schichten, die noch in der Ablagerung begriffen sind, ist eine Sillbildung möglich. Streng genommen ist ein submariner Erguss auf dem Boden des Meeres nach obiger Definition ein Lagergang, folgt er doch einer Unstetigkeitsfläche, nämlich der Grenze Wasser zum festen Meeresboden. Letztere Gebilde sollen später in einem besonderen Abschnitt behandelt werden.

Zahlenmässige Angaben über diese obere Grenze, bis zu welcher die Sillbildungen möglich sind, liegen nicht vor, sie werden auch nicht leicht

zu ermitteln sein, da diese Grenze zu sehr von den örtlichen Bedingungen abhängig ist.

Eine andere Abhängigkeit glaubt Shaler (34) erkannt zu haben. Die Gesteinsklüfte zeigen, wie die bergmännische Erfahrung lehrt, eine ungleiche Wasserführung. Lagergänge bevorzugen Wasserhorizonte; das Wasser verdampft bei der Annäherung des Magmas und treibt die Schichtfugen auseinander und bereitet das Nebengestein so zur Aufnahme des Lagerganges vor. Auf diesem Wege sei auch die Geringfügigkeit der Kontaktmetamorphose zu erklären. Die ersten Intrusionen bilden Lagergänge, die späteren folgen mehr den Querklüften. Es dürfte nicht ganz leicht sein, die allgemeine Gültigkeit dieser Hypothese zu beweisen.

Shalers
Theorie.

Fig. 46.



Profil durch Schiehallion, Perthshire, Schottland. Nach Geikie.

Gefalteter Lagergang. Nach Geikie.

Der Lagergang ist in seiner typischen Ausbildung ein Intrusivgebilde der Plateauregion. In den Faltungsgebieten kommen konkordante Eruptivlagereinschaltungen, deren Injektionsakt zeitlich mit dem Faltungsvorgang zusammenfällt, nicht vor. Durch die Faltung hört die Schichtfuge auf, einer Intrusion den geringsten Widerstand entgegenzusetzen, ein Lagergang, wie er der Plateauregion eigen ist, kann sich daher nicht bilden. Treten dagegen Faltungsvorgänge nach der Intrusion des Lagerganges ein, so erleidet derselbe die Störungen mit. (Fig. 46.)

Der Lakkolith.

Der Lakkolith ist ein besonderer Typus eines pilzartigen oder brot-laibartigen Intrusionskörpers, dessen Selbständigkeit zuerst von Gilbert 1877 in den Henry Mountains erkannt wurde. Der Name leitet sich von dem griechischen Wort *ὁ λάκκος*, die Zisterne her. Gilbert (35) fasste seinen Lakkolith als einen lagergangartigen Intrusivkörper auf, der im schmelzflüssigen Zustand unter hydrostatischem Druck stehend in Schichtfugen injiziert wurde und durch seine Intrusion selbst die Dachschichten deformiert und kuppel- oder domartig aufgewölbt hat. Mit zunehmender Magmazufuhr wächst der Lakkolith in die Höhe, bis

Der Lakkolith.

schliesslich dieselbe stockt, die treibende Kraft nachlässt und die Intrusivmasse zu einem kompakten Lavaklotz erstarrt, der die Form eines plankonvexen Rotationskörpers besitzt.

Gilbert hatte damit die Beziehung der Lakkolithe zu den Lagergängen klar erkannt. Zwischen beiden Intrusivformen bestehen nur graduelle Unterschiede. Beim Lakkolith nimmt die Mächtigkeit vom Zentrum nach dem Rand stetig ab, während dieselbe beim Lagergang konstant bleibt. In beiden Fällen ist der Injektionsverband ein konkordanter, die Unterlage des Eruptivkörpers eben.

Die Aufwölbung der Schichten ist örtlich begrenzt und auf den Bereich des Intrusivkörpers beschränkt. Sie ist eine Folge eines besonderen Intrusionsvorganges und nicht etwa umgekehrt auf tektonische Erscheinungen zurückführbar, die ihrerseits Injektionen nach sich gezogen haben. In der Folgezeit wurden Lakkolithe besonders in Nordamerika auch an anderen Stellen gefunden. Die fortschreitende Forschung, es sei an die Arbeiten von Cross (36), Weed und Pirsson (37—38), Jaggar u. a. erinnert, erkannte bald, dass die regelmässige Gestalt der Gilbertschen Lakkolithe nur unter besonders günstigen Verhältnissen zustande kommt. Die grössere Anzahl der beobachteten Lakkolithe weicht von dieser Idealgestalt nicht unerheblich ab. Oft ist die Symmetrie gestört, die Unterlage ist nicht eben, der Lakkolith ein bikonvexer Körper, die Dachschichten sind eingebrochen, der Injektionsverband nicht streng konkordant. Besonders stark werden die Abweichungen von dem ursprünglichen Typus, wenn die betreffende Gegend ausserdem tektonisch gestört ist. So erfuhr der Lakkolithbegriff eine weitere Ausdehnung auch auf Intrusivkörper, die mit dem Urtypus nur noch eine geringe Ähnlichkeit besitzen, und wurde von den verschiedenen Autoren verschieden weit gefasst. Auch über den Intrusionsvorgang selbst wechselten die Anschauungen. Während Gilbert und Pirsson die auftreibende Kraft allein in dem hydrostatischen Druck sehen, unter dem das Magma steht, schreiben Cross und Jaggar demselben eine passive Rolle zu und machen tektonische Kräfte für die Öffnung der lakkolithischen Kammern verantwortlich.

Chamberlin und Salisbury definieren den Lakkolith als eine linsen- oder zisternenförmige Masse, die entsteht, wenn Magma beim Aufsteigen in ein bestimmtes Niveau der Schichten gelangt und dieselben domartig aufwölbt. Daly endlich fasst sein Urteil über den Lakkolith in vier Thesen zusammen:

1. Der Lakkolith ist stets ein Injektionskörper, mag auch seine Ortsstellung auf verschiedene Weise zu erklären sein.

2. Die Injektion folgt meistens Strukturebenen, lokal durchschnei-

det sie auch die Schichtebene des Nebengesteins. Er verhält sich in dieser Beziehung ganz analog wie der Lagergang.

3. Die Gestalt ist angenähert die einer plankonvexen oder bikonvexen Linse, die in die Schichtebene der durchbrochenen Formation eingelagert ist, und im Profil symmetrische oder asymmetrische Gestalt, im Grundriss kreisrunde, ovale oder unregelmässige Umgrenzung aufweist.

4. Zwischen Lagergang und Lakkolith gibt es alle Übergänge.

In allen diesen Definitionen kehren zwei Merkmale wieder, nämlich die Auflagerung des Intrusivkörpers auf fremder, meist sedimentärer Unterlage und seine Deformation der Hangendschichten, gelegentlich auch des Liegenden. Sieht man von allen theoretischen Vorstellungen über die Entstehung der Gebilde ab, so kann man dem Lakkolithbegriff folgende weiteste Fassung geben. Der Lakkolith ist ein Injektionskörper auf fremder Unterlage in annähernd konkordantem Injektionsverband zu dem durchbrochenen Gestein, dessen Hangendschichten stets aufgewölbt sind, dessen Liegendes zuweilen auch deformiert sein kann. In dieser weiteren Fassung des Begriffs sind lakkolithische Intrusionen eine weit verbreitete Erscheinung, nicht nur in Nordamerika. Sie kommen in Plateauregionen und in Gebieten der Gebirgsfaltung vor.

Lakkolith und Batholith stehen sich als die beiden wichtigsten Repräsentanten der Tiefengesteine gegenüber. Jener liegt auf fremder Unterlage und gehört durchweg einem höheren Niveau, meist den ersten zwei, höchstens drei km der Stratosphäre an und ist eine hypoabyssische Tiefengesteinsform. Der Batholith ist dagegen die Erscheinungsform des eigentlichen Tiefengesteins, er hat keine Unterlage und ist in einem tieferen Niveau zu Hause, doch erreichen Batholithe häufig auch das Lakkolithenniveau.

Die Zufuhrkanäle der Lakkolithe sind Gänge oder Ganggruppen, auch gelegentlich Lagergänge in steilgestellten Schichten. Selbst röhrenförmige Kanäle sind nicht ausgeschlossen, wie der Réztypus der Necks zu lehren scheint.

Besonders zähflüssige, saure Magmen neigen zur Lakkolithenbildung, wie dünnflüssige, basische eher Lagergänge zustande bringen.

Die Lakkolithenmasse braucht durchaus nicht immer einheitlicher Natur zu sein. Wie bei den Lagergängen kann man auch hier wieder zusammengesetzte und polygene Lakkolithe unterscheiden.

Die Struktur ist körnig oder porphyrisch. Die Korngrösse ist von dem Intrusionsniveau völlig unabhängig und nimmt mit der Tiefe nicht zu, wie Cross am Colerado-plateau gezeigt hat. Unter denselben Bedingungen, unter denen basische Laven bereits grobkörnig erstarren, bleiben saure noch dicht oder felsitisch.

Jeder Lakkolith hat sowohl seine Hangend- wie Liegendschichten im Kontakt verändert. Wie bei den anderen hypoabyssischen Gesteinen

ist die Kontakteinwirkung nicht so intensiv wie bei den Batholithen, weil die Magmen gewöhnlich bereits verhältnismässig weit abgekühlt sind, wenn sie zur lakkolithischen Injektion gelangen.

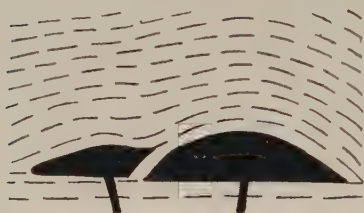
Die verschiedenen Lakkolithtypen.

Die Lakkolith-
typen.

1. Regelmässiger Lakkolith. (Henry Mts.-Typus.)

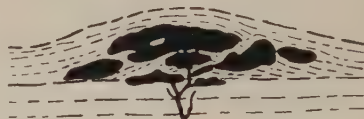
Dieser Typus ist die von Gilbert aufgestellte lakkolithische Normalgestalt. Der Eruptivkörper ist ein abgeplattetes Rotationssphäroid, sein Profil ist plankonvex, die ebene Basis kreisrund oder oval. Die grösste Höhe beträgt durchschnittlich $\frac{1}{7}$ des Durchmessers der Basis, nie mehr jedenfalls als $\frac{1}{3}$. Gegen die Peripherie keilt der Lakkolith schnell aus.

Fig. 47.



Regelmässiger Lakkolith Mt. Holmes,
Henry Mts., Utah. Nach Gilbert und
Harker.

Fig. 48.



Zusammengesetzter Lakkolith.
El Late Mts., Colorado. Nach Cross
und Harker.

Fig. 47 stellt Mt. Holmes, Henry Mts., Utah nach Gilbert und Harker dar. Der kleine Körper ist durch den grösseren in seiner regelmässigen Gestaltung gestört worden. Die Sedimente, in die die Injektion erfolgt, lagern ungestört. Die Hauptintrusionsniveaus der Porphyritlakkolithe der Henry Mts. sind nach Cross mittlere Kreide und Jura.

2. Zusammengesetzter Lakkolith. Lakkolithenschwarm.

An Stelle eines einheitlichen Lakkoliths tritt ein Schwarm kleiner lakkolithischer Körper, die durch schmale Partien von Nebengestein getrennt werden. Der Schwarm im ganzen zeigt dieselben Erscheinungen wie der normale einheitliche Typus.

Beispiel: El Late Mts., Colorado nach Cross und Harker (Fig. 48).

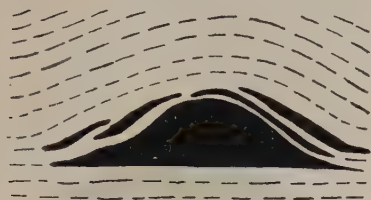
3. Lakkolith in Verbindung mit untergeordneten Lagergängen.

Fig. 49 nach Pirsson und Harker. Judith Mts., Montana.

4. Lakkolith mit eingebrochenem Dach.

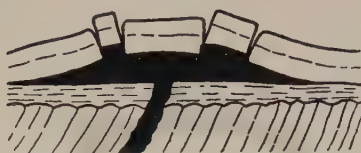
Fig. 50 nach Irving (Harker). Ragged Top Mt., Black Hills, Dakota. Die Eruptivmasse ist Phonolith.

Fig. 49.



Lakkolith mit untergeordneten Lagergängen. Judith Mts., Montana. Nach Pirsson und Harker.

Fig. 50.

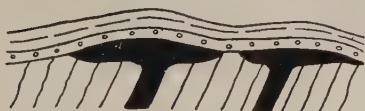


Lakkolith mit eingebrochenem Dach. Ragged Top Mt., Black Hills, Dakota. Nach Irving und Harker.

5. Lakkolithische Intrusion in eine Ebene diskordanter Auflagerung.

Fig 51. Deatwood Gulch Black Hills nach Irving und Harker. Weed und Pirsson haben eine linsenförmige Porphyrmasse,

Fig. 51.



Lakkolithische Intrusion in eine Ebene diskordanter Auflagerung. Interformationaler Lakkolith. Deadwood Gulch, Black Hills. Nach Irving u. Harker.

Fig. 52.



Interformationaler Lakkolith. Little Rocky Mts., Montana. Nach Weed, Pirsson und Harker.

die in die Diskordanz zwischen präkambrischen Schiefern und dem Kambrium injiziert wurde, als Lakkolithe beschrieben. Fig. 52. Daly schlägt für diese die Bezeichnung „interformationale Lakkolithe“ vor.

6. Lakkolithische Intrusion in einen Vulkanschlot.

Fig. 53. Loch Kilchrist, Skye nach Harker. Der Vulkanschlot ist mit vulkanischem Agglomerat ausgefüllt. Das Magma, in diesem Fall ein Granophyr, ist seitlich längs den Rändern der Röhre bis zu einem bestimmten Niveau aufgestiegen und hat in den Agglomeraten einen flachen Lakkolith gebildet.

Die bisher besprochenen Lakkolithe waren mehr oder weniger symmetrisch in ihrer Form.

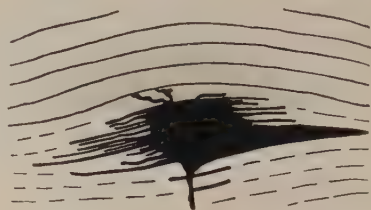
7. Lakkolithe von Zederbaumtypus.

Von der Lakkolithenmasse gehen zahlreiche Lagergänge aus, die

fingerförmig in die Sedimente eingreifen und mit diesen wechsellagern. Die Profilinie erinnert an die Umrisslinien einer Zeder.

Fig. 54. La Plata Mts., Colorado nach Holmes und Harker. Der Eruptivkörper des Monzoni in Südtirol stellt nach Mrs. Ogilvie Gordon einen etwas unregelmässigen Lakkolith vom Zederbaumtypus dar.

Fig. 54.



Lakkolith vom Zederbaumtypus.
La Plata Mts., Colorado. Nach Holmes
und Harker.

Fig. 53.

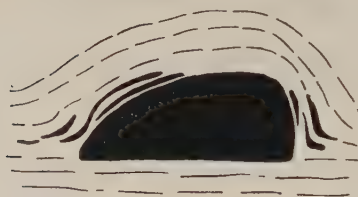


Lakkolithische Intrusion in einen Vulkan-
schlot. Kilchrist, Isle of Skye.
Nach Harker.

8. Steiler Lakkolith.

Fig. 55. Mt. Hillers, Henry Mts., Colorado, nach Gilbert und Harker. Die Höhe des Lakkoliths ist im Vergleich zum Durchmesser seiner Basis ungewöhnlich gross. Seine Gestalt ist etwas unsymmetrisch. Seine Masse betragen: Höhe 2100 m, Basis 6,4 : 5 km, Volumen 16 km³.

Fig. 55.



Steiler Lakkolith.
Mt. Hillers, Henry Mts., Colorado.
Nach Gilbert und Harker.

Fig. 56.



Asymmetrischer Lakkolith.
Mt. Marcellina, West Elk Mts., Colorado.
Nach Cross und Harker.

9. Asymmetrischer Lakkolith.

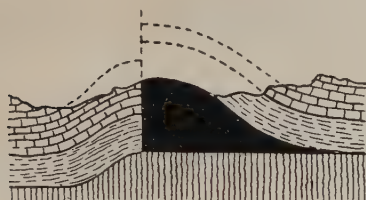
(Hemilakkolith Stark.) Mt. Marcellina-Typus.

Nur die eine Hälfte ist ein Rotationskörper, eine Verwerfung begrenzt ihn auf der anderen Seite. Auch das Liegende ist gewölbt.

Fig. 56 stellt den Mt. Marcellina, West Elk Mts., Colorado nach Cross und Harker dar. Gebirgsbildende Kräfte haben offenbar hier bei der Gestaltung der Intrusion mitgewirkt. Die asymmetrische Form kommt neben der normalen vor, wie Weed und Pirsson in den Judith Mts. gezeigt haben (Fig. 57).

Ein einseitiges Aufbiegen der Schichten unter Bruch längs einer Verwerfung hat der unsymmetrische Lakkolith Fig. 58 Little Belt Mts. nach Weed hervorgebracht. Der asymmetrische Lakkolith gehört bereits gestörten Gebirgen an, er führt zu einer anderen Art von Intrusionskörpern, die Iddings Bysmalithe genannt hat.

Fig. 58.



Asymmetrischer Lakkolith.
Little Belt Mts. Nach Weed.

10. Rhyolakkolith (Stark [41]).

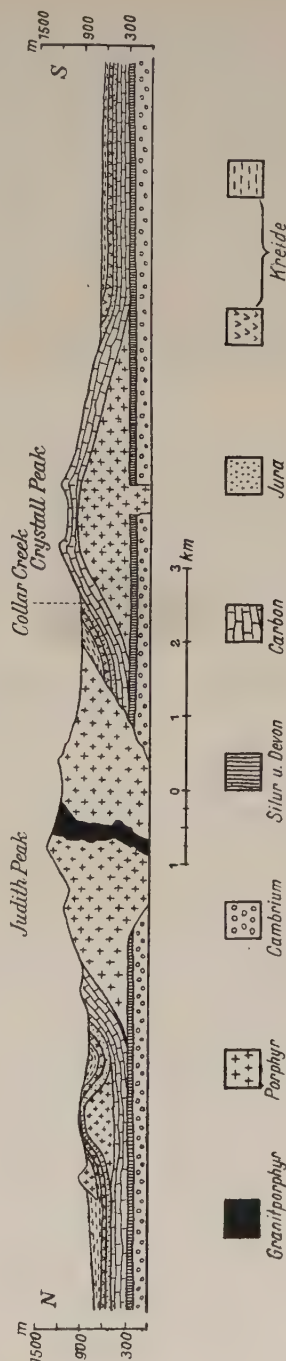
Ein asymmetrischer Lakkolith, der sich dem Lagergang nähert, ist der von Stark als Rhyolakkolith bezeichnete Trachytlagergang des Mte. Artello in den Euganeen, der an dem einen Ende lakkolithartig aufschwillt.

11. Bysmalith (Iddings [42]).

Der Name leitet sich aus dem Griechischen von $\tau\acute{o} \beta\acute{\upsilon}\sigma\mu\alpha$, der Pfropf ab.

Waren beim Lagergang die vertikalen Dimensionen sehr klein, die seitlichen sehr gross und näherten sich beim Lakkolithen die drei Richtungen einander und hielten sich in mässigen Grenzen, wobei die seitlichen Ausdehnungen aber noch immer die herrschenden bleiben, so ist dagegen der Bysmalith ein lakkolithischer Intrusionskörper mit überragenden Höhen dimensionen (Fig. 59). Körperlich stellt er einen Kegel oder Zylinder mit einem

Fig. 57.



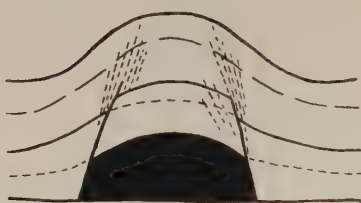
Profil durch die Judith Mts., Montana. Nach Weed und Pirsson.

Bysmalith.

ähnlichen Grundriss wie bei einem normalen Lakkolithen dar. Das Dach ist in gleicher Weise domartig gewölbt und längs peripherisch verlaufenden Brüchen emporgeschoben.

Aus dem asymmetrischen Lakkolith, mit Aufwölbung und Verwerfung führen Übergänge zum Bysmalith, dessen Dach in der ganzen Peripherie von Verwerfungen begleitet wird. Der Bysmalith steht wieder nur in seinen obersten Partien im konkordanten Injektionsverband, in den tieferen Teilen ist er diskordant. So vermittelt der Bysmalith zwischen Lakkolith und Stock. Man darf wohl die Frage aufwerfen, ob nicht jeder Stock nach oben in einem Bysmalith auslaufen muss. Die Dachpartien des Stocks werden meist zerstört sein, wenn es möglich wird, den Stockcharakter eines Eruptivkörpers zu erkennen. Ähnliche

Fig. 59.



Bysmalith. Mt. Holmes, Yellowstone Park.
Nach Iddings und Harker.

Fig. 60.



Vulkanischer Pflöck, nach Russel
und Harker.

Gebilde hat Russel plutonische oder vulkanische Pflöcke (volcanic plugs), genannt (Fig. 60). Iddings stellt sich die Entstehung der Bysmalithe durch einen plötzlichen, vertikal gerichteten Injektionsakt vor, der die unmittelbar über dem Angriffspunkt befindlichen Hangendschichten aufbeult und emporgeschoben hat.

Im Mt. Holmes am Süden der Galatin Mts., Yellowstone-Nationalparkgebiet beschreibt Iddings ein Beispiel eines derartigen Intrusionskörpers, der aus Quarzdioritporphyr (Dazitporphyr) besteht. Die Injektion erfolgt längs einer Verwerfung, die westlich vom Three River Peak verläuft, nach Ablauf der Laramiezeit (Ende Kreide, Anfang Tertiär). Die durchbrochenen Schichten vom Kambrium bis Karbon treten in schwebenden Lagerungen an den Intrusivkörper heran, oder sind durch denselben nach oben geschleppt; sie liegen fast horizontal über archaischen Schiefen, die auch den Boden des Bysmalith bilden. Die Dachpartien sind der Erosion zum Opfer gefallen, so dass das von Iddings gegebene schematische Profil der Bysmalithe eine hypothetische Rekonstruktion und nicht beobachtet ist. Salomon sieht in den Bysmalithen nur die Zufuhrkanäle der lakkolithischen Intrusionen.

Alle bisher betrachteten Fälle sind auf Plateauregionen im wesentlichen beschränkt. Die Intrusionen erfolgten unabhängig von Faltungsvorgängen. Tektonische Störungen des injizierten Gebietes bleiben nicht ohne Einfluss auf die Form der Intrusionskörper und stören zunächst die Symmetrie der Gebilde. Aber auch gleichzeitig mit gebirgsbildenden Vorgängen können Intrusionen zustande kommen, die den besonderen Umständen entsprechend auch eine besondere Form haben, die von den bisherigen Typen stark abweicht.

Die Chonolithe.

Für eine Kategorie von Injektionskörpern, die in dem bisherigen System nicht unterzubringen sind, schlägt *Daly* (9) den Namen Chonolith vor von *χῶνος*, die Schmelzgrube. Chonolith.

Er definiert den Chonolith als einen Eruptivkörper, der in gestörtes Gestein jeder Art, sei es sedimentärer Natur oder nicht, injiziert ist und eine unregelmässige Gestalt besitzt, die weder als wahrer Gang, Lagergang, Ader, Lakkolith, Bysmalith oder Neck aufzufassen ist. Er ist erfüllt mit Magma, das entweder passiv in unterirdische Hohlräume durch orogenetische Vorgänge gepresst ist oder sich aktiv durch Beiseiteschieben des Nebengesteins seine Magmakammer selbst geschaffen hat. Der Begriff ist sehr weit gefasst, der Chonolith ist ein Sammelname für Intrusivformen, die anders nicht unterzubringen sind.

Der Chonolith ist mit den asymmetrischen Lakkolithen durch vielfache Uebergänge verknüpft und wird gewöhnlich als unregelmässiger Lakkolith beschrieben. Die Quarzporphyrmasse des *Judith Peak* ist nach *Weed* und *Pirsson*, Fig. 57 eine derartige unregelmässige chonolithische Intrusionsmasse.

Hierher gehören die von *Stark* (41) als Ganglakkolithe beschriebenen Übergangstypen vom Gang zum Lakkolith. Sie stellen eine Vereinigung beider Intrusivtypen oder dicke Gangmassen dar, die nach Lakkolithenart die anliegenden Sedimente emporgeschleppt haben, wie z. B. an der Nordost-Flanke des *Mte. Pendise* in den *Euganeen*.

In nicht streng konkordantem Injektionsverband schneidet, um ein anderes Beispiel heranzuziehen, die Quarzporphyrmasse von *Drammen* in Norwegen nach *Brögger* (43) unter spitzem Winkel durch die flachen Bänke der alten Augitporphyrilavaströme und der darüber lagernden Rhombenporphyre schräg hinauf. Nur die flache Lage und Kuchenform hat diese Intrusivmasse mit den echten Lakkolithen gemein.

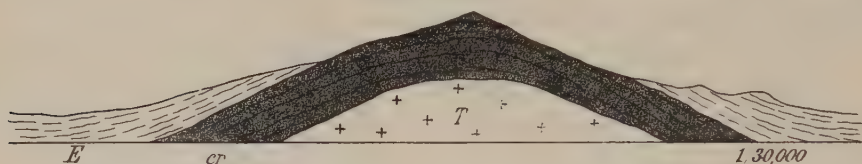
Besonders eigenartige Verhältnisse zeigt nach der Beschreibung von *Vera de Derwies* (44) die Quarzporphyrintrusion von *Beshtaoa* bei *Piatigorsk* am Nordrand des *Kaukasus*. Kreide und *Eozän* fallen nach Nordwest ein. Senon bildet das Dach. Auf der Südostseite

fallen dagegen Gault, Senon und Eozän unter die Intrusivkörper ein, das Profil zeigt die Formationen in verkehrter Folge. Die Überkippfung der Schichten ist durch eine mit schräger Druckrichtung erfolgten Injektion bedingt (Fig. 61).

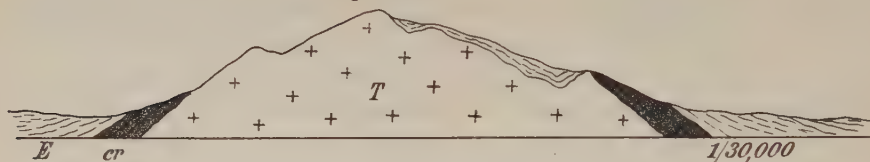
Ähnliche Intrusivmassen, wie die von Vera de Derwies beschriebenen finden sich in Mexiko und sind gleichfalls jugendlichen Alters. Sie werden von Burckhardt als Spenolithe bezeichnet. Besonders klar liegen die Verbandsverhältnisse der Dazitmasse von Las Parroquias nach Philippis (45) Schilderung. Eine keilförmige Masse

Fig. 61.

Machuk (994m)



Byk (811m)



Kinshal (507m)



Schnitte durch drei kaukasische Lakkolithe, nach V. de Derwies.

T Trachyt, cr oberer Kreidekalk, E Eozän.

liegt mit ihren Längsseiten parallel zu den Schichtflächen der Jura-Kreidesedimente und hat hier den Charakter eines Lagerganges, auf der Ostseite dagegen durchbricht das Eruptivgestein rechtwinklig als Stock die Sedimentschichtflächen. Die Jura-Kreideschichten befinden sich in überkippter Lagerung.

In diesen Fällen ist die Schichtstörung sehr wahrscheinlich selbst die Folge der Intrusion.

Ethmolith.

Ethmolith.

Als Ethmolith, von $\tau\acute{o}$ $\eta\theta\mu\omicron\varsigma$, der Trichter, beschreibt Salomon (46) die Intrusivmasse des Adamellotonalits. Die Sedimente

um die Injektionsmasse sind steil aufgerichtet. Im Gegensatz zu den Lakkolithen schneiden die Deckschichten fast rechtwinklig an der Tonalitmasse ab. Seitlich schießen die Sedimente, gleichgültig, welches Alter sie haben, rings um das gewaltige Massiv unter den Tonalit trichterförmig ein; dabei wechselt das Niveau der Schichten, die mit dem

Fig. 62.

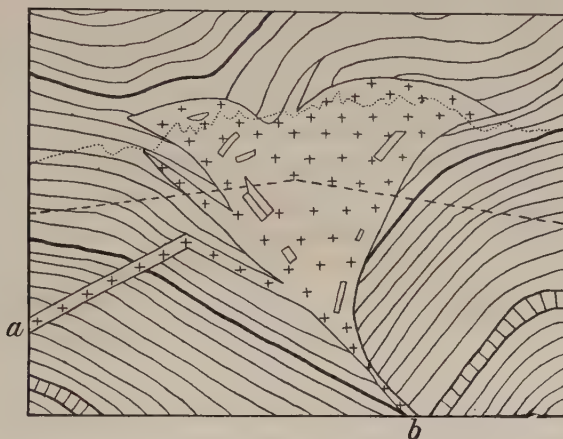
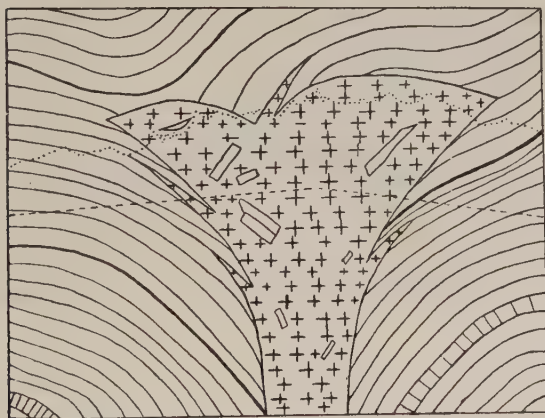


Fig. 63.



Rekonstruktionen der Adamello-Ethmolithen.

Eruptivgestein in Primärkontakt treten, nur langsam, so dass auf weite Strecken hin derselbe Schichtenkomplex mit dem Tiefengestein in Berührung bleibt, Merkmale, die der Ethmolith mit den Lakkolithen und Lagergängen teilt. Endlich verlaufen die Kontaktflächen annähernd parallel mit den Schieferungsflächen des Nebengesteins oder haben wenigstens das Bestreben sich in dieser Weise gegenseitig anzupassen. Fig. 62 und 63 stellen nach Salomon schematische Konstruktionen eines Ethmo-

liths dar, dessen nicht aufgeschlossener Zufuhrkanal drei Möglichkeiten der Anordnung besitzen kann. Salomon spricht sich zugunsten der mit der Faltung gleichzeitigen Intrusion aus.

Phakolith.

Phakolith.

Im gefalteten Gestein findet unter den Sätteln und Mulden gelegentlich eine Druckentlastung durch Abstau statt und es können sich so

Fig. 64.



Phakolith, nach Harker.

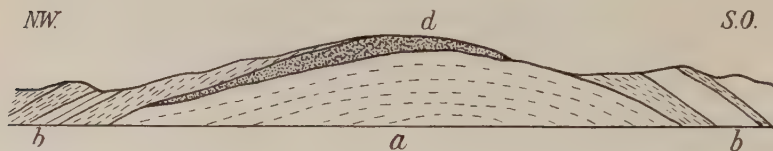
Räume bilden, die sich mit Magma anfüllen, während die Schenkel der Falten stark komprimiert werden (Fig. 64). Derartige Intrusivkörper, die zum Nebengestein im konkordanten Injektionsverband stehen, hat Harker (5) Phakolithe genannt. Sie zeigen im Querschnitt meniskusartige, auch bikonvex linsenförmige Gestalt (Fig. 65). Der Grundriss ist in der Richtung der Faltenachse grösser als

senkrecht dazu.

Ein Phakolith ist die Doleritlinse unter der untersilurischen Antiklinale von Corndon in Shropshire.

Die beiden letzten Fälle sind Beispiele für Intrusionen, die gleichzeitig mit tektonischen Faltungsvorgängen eintraten.

Fig. 65.



Phakolith in der Antiklinale untersilurischer Schichten. Corndon, Shropshire.
Nach Lapworth, Watts und Harker.

Rücken.

Rücken.

Langgestreckte und verhältnismässig schmale Eruptivkörper, die durch Faltung beeinflusst sind, nennt Baltzer (47) Rücken. Die granitische Intrusion des Aarmassivs tritt als ein nach unten sich verbreiternder Rücken aus der Schieferhülle heraus. Die Intrusion bildet mit den grünen Schiefern einen Primärkontakt und ist selbst dynamometamorph verändert, d. h. gneisig geworden. Baltzer fasst sie als eine ursprüngliche lakkolithische Masse vom Lagertypus auf, die später tektonisch zu einem gefalteten Lakkolithen umgeformt wurde. Fig. 66a stellt den tektonisch unveränderten ursprünglichen Lakkolith dar, Fig. 66b den

Anfang der tektonischen Umgestaltung, Fig. 66c endlich das Schlussstadium.

In diesem Fall handelt es sich um eine Lakkolithenbildung, die später durch Gebirgsdruck umgeformt wurde, wie man auch Lagergänge kennt, die mit eingefaltet worden sind.

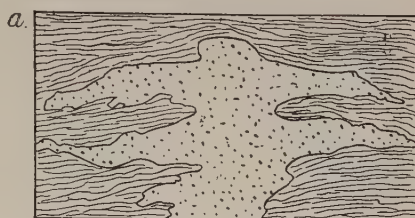
Die Theorie der Lakkolithenbildung.

Die Lakkolithe sind Intrusivkörper, die nicht bis zur Oberfläche emporgedrungen sind. Ihre Tiefengesteinsnatur wird bewiesen durch das vollständige Fehlen von eruptivem Material in den klastischen Schichten der Decke, durch die dichte, kristalline Beschaffenheit des Lakkolithengesteins, dem alle Merkmale der geflossenen Oberflächenlava, wie Hohlräume, Schlacken usw., fehlen, durch die vollständige Abwesenheit der Tuffe und vor allem durch den Kontakt und die Entsendung von Apophysen in die Hangend- und Liegendsschichten. Auch sind die Dachschichten bisweilen so steil gestellt, dass sie in dieser Neigung ursprünglich nicht hätten zur Ablagerung gelangt sein können.

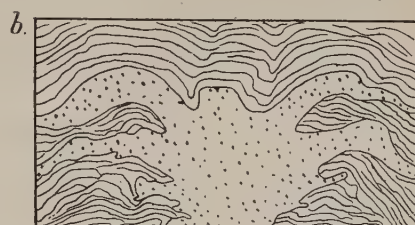
Die Beschaffenheit der Lakkolithengesteine.

Die Lakkolithenbildung ist an keine bestimmte Gesteinsklasse geknüpft; man findet sie beim Quarzporphyr, Porphyr, Porphyrit, Trachyt, Phonolith u. a. Gesteinen mehr. Vor allem sind es kieselsäurereiche Magmen, die diese Lagerungsform bevorzugen, während die basischen mehr der Lagergangsgestalt zuneigen. Dieser Unterschied hängt jedoch nicht von der chemischen Zusammensetzung unmittelbar ab, sondern von einer physikalischen Eigenschaft, der Zähflüssigkeit, deren Rolle später ausführlicher zu erörtern sein wird. Auch die Dichte der Magmen bleibt ohne Einfluss. Die herrschende Struktur der lakkolithischen

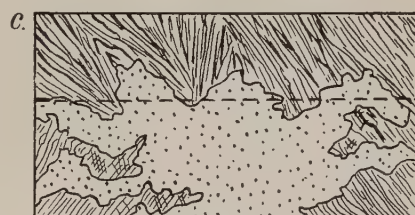
Fig. 66.



Ursprünglicher Lakkolith vor der Faltung.



Lakkolith wenig gefaltet.



Lakkolith stark gefaltet. Rücken.

Entwicklung des Rückens in drei Stadien, nach Baltzer.

Theorie der Lakkolithbildung.

Beschaffenheit der Lakkolithengesteine.

Gesteine ist die Porphystruktur. Die Grundmasse pflegt gewöhnlich körnig entwickelt zu sein, so dass Übergänge zu Granitporphyren, Dioritporphyriten und selbst zu holokristallin-körnigen Gesteinen sich entwickeln. Es ist jedoch die Porphystruktur durchaus kein notwendiges Erfordernis. Bestimmend für die Struktur ist hier in erster Linie die Abkühlungsdauer. Hohlräume, Mandelsteinstrukturen und grössere Mengen Glas, die charakteristischen Merkmale der Oberflächengesteine, fehlen den lakkolithischen Intrusionen. Alle lakkolithischen Gesteine zeichnen sich durch einen besonders hohen Grad der Zähflüssigkeit aus. Die Viskosität aber ist eine der wichtigsten Eigenschaften, die zum Zustandekommen lakkolithischer Lagerungsformen eine unerlässliche Vorbedingung bildet. Im Gegensatz zu den basischen Gesteinen, die bis zum Moment der völligen Erstarrung noch dünnflüssig bleiben, sind kieselsäurereichere Magmen sehr viel weniger beweglich; mit fortschreitender Abkühlung nimmt die Zähflüssigkeit und damit die innere Reibung ausserordentlich schnell zu.

Die Temperatur, die das Magma zur Zeit der lakkolithischen Intrusion besass, ist relativ niedrig gewesen. Wie die petrographischen Untersuchungen von Cross lehren, hat die Ausscheidung schon begonnen, als die Intrusion einsetzte. Bestandteile wie Augit, Hornblende, Plagioklase und andere mehr waren bereits zur Kristallisation gelangt. Damit steht im Einklang die verhältnismässig geringe Kontaktwirkung, die das lakkolithische Magma auf sein Nebengestein ausgeübt hat, die vielfach nur in einer Frittung besteht, ohne dass ein Kontakthof mit typischen Kontaktmineralien entstanden wäre. Ebenso wenig war das lakkolithische Magma fähig, Einschmelzungen der durchbrochenen Gesteine in merklichem Masstabe vorzunehmen.

Alle diese Eigenschaften weisen die lakkolithischen Intrusionen in die Gruppe der echten hypoabyssischen Eruptionen, deren Intrusionsniveau kaum wesentlich tiefer als 2 km anzusetzen ist (vgl. die Tabelle der Intrusionsniveaus der Tiefengesteine, S. 186—187).

Beschaffenheit der Intrusionshorizonte.

Wie das Magma bestimmte physikalische Eigenschaften besitzen muss, um lakkolithische Intrusionen zu erzeugen, ist auch nicht jedes Gestein zur Aufnahme derselben gleich befähigt. In Nordamerika, dem klassischen Land der Lakkolithen, finden sich derartige Intrusionen in allen Formationen vom Kambrium bis zur obersten Kreide und selbst bis zum Eozän, wenn man die Ruby beds bereits dieser Formation zurechnen will. Innerhalb dieser Sedimentformationen sind aber bestimmte Horizonte bevorzugt, wie die des Kambriums, des Jura und der Kreide, welche als Schiefer und Gesteine mit ausgesprochenen Strukturflächen ent-

Beschaffenheit
der Lakkolith-
Intrusions-
horizonte.

wickelt sind. Homogene Gesteine, wie Sandsteine, dichte Kalksteine, sind nicht geeignet. Jede Unstetigkeitsfläche vermag eine lakkolithische Intrusion aufzunehmen, während bereits vorhandene Eruptivkörper spätere Intrusionen stören können. Ebenen diskordanter Auflagerung oder Grenzschiechten, an denen sich ein Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit vollzieht, sind geeignete Horizonte; es gehören leicht teilbare Gesteine oder Inhomogenitäten im Gesteinsverband dazu.

Die bruchlose Deformation der Dachschichten verlangt ferner eine gewisse Plastizität derselben.

Andererseits aber müssen die Lakkolithe auch von der Tiefe abhängig sein. Ist die sedimentäre Belastung zu gross, so vermag das Magma sein Dach nicht zu heben. Die untere Grenze, bis zu welcher Lakkolithe vorkommen können, wird sich nicht scharf angeben lassen, da die treibende Kraft von Fall zu Fall sehr verschieden ist. Die Erfahrung lehrt, dass tiefer als 3 km Lakkolithen nicht mehr vorkommen. Die obere Grenze ist durch die Bruchfestigkeit der Gesteine gegeben. Es gehört sehr viel weniger Kraft dazu eine Schicht aufzublättern, als zu durchbrechen. Der erstere Vorgang mag überdies durch den Wassergehalt der Schichten stark begünstigt werden, der bei der Annäherung des Magmas verdampft und die Auflockerung vorbereitet. Ein Vergleich zwischen den Euganeen und den Lakkolithregionen Nordamerikas zeigt einen wesentlichen Unterschied. Dort ist es zu Oberflächeneruptionen gekommen, hier nicht. Das Intrusionsniveau liegt in Nordamerika wenigstens 1000 m tiefer. Sobald sich Magma bis weniger als 1000 m der Oberfläche genähert hat, ist die Gefahr des Durchbruches gegeben. So kann man das Lakkolithenniveau etwa zwischen 0,5—3 km Tiefe einengen.

Lakkolithische Intrusionen im Unterbau der Vulkane können noch dichter unter der Oberfläche auftreten, dann pflegt aber die Verstopfung des Ausbruchskanals mit festgewordener Lava das Hindernis zu bilden, welches Anlass zu seitlichen Intrusionen gibt.

Ein weiteres wichtiges Moment, welches auf den Mechanismus der Intrusion und besonders auf die Formengebung der Lakkolithen bestimmend einwirkt, ist die Lagerung der Schichten. Man hat folgende vier Fälle zu unterscheiden:

1. Intrusionen in tektonisch nicht gestörte Schichten.

In horizontal gelagerten ungestörten Schichten erzeugt die Intrusion durch Aufbuckelung des Daches Lakkolithe von regelmässiger, idealer Gestalt, wie sie in den Henry Mts. vorliegen. Dieser Fall bleibt immerhin selten.

2. Intrusionen in tektonisch bereits gestörte Schichten.

Die Schichten liegen nicht horizontal, sind verworfen und durch Faltungen zusammengelegt. Das Magma, das die Stellen kleinsten Widerstandes zur Ausbreitung aufsucht, setzt seine auftriebende Kraft in verschiedenen Richtungen an. Die Injektionsrichtung weicht von der Senkrechten ab und wechselt. Dementsprechend sind die vulkanischen Faltungen nicht symmetrisch und können selbst Überfaltungen und Überschiebungen hervorrufen. Asymmetrische Lakkolithe und unregelmässige, chonolithische Intrusionsformen entstehen. Je heftiger die Störungen sind, desto mehr werden *ceteris paribus* auch die Intrusivformen von der Idealgestalt abweichen. Dieser Fall ist bei weitem der häufigste.

Da wir in Europa ungestört gelagerte Plateauregionen, die von Intrusionen durchbrochen werden, mit einer Schichtentwicklung vom Kambrium bis zur Kreide nicht in dem Umfang kennen wie in Nordamerika, so fehlen uns auch die Lakkolithe, in der idealen regelmässigen Entwicklung. Die Gebilde, die bei uns als Lakkolithe beschrieben werden, sind den Störungen des Untergrundes entsprechend mehr oder weniger unregelmässige, von der Norm abweichende Körper.

3. Intrusionen gleichzeitig mit tektonischen Störungen.

In diesem Falle gilt es die durch das Magma veranlasste Schichten-deformation und die rein tektonischen Effekte, die sich überdecken, auseinander zu halten, eine Aufgabe, die im einzelnen Fall nicht leicht zu lösen ist. Auch die tektonische Faltung vermag durch Abstau Hohlräume zu schaffen, die sich mit Magma anfüllen und mit lakkolithischen Gebilden zu verwechseln sind. Eine Unterschätzung des vulkanischen Anteils an der Deformation kann leicht in derartigen Fällen zur Ansicht führen, dass die Rolle des Magmas bei allen diesen Vorgängen nur eine passive ist. Dass dem nicht so ist, lehrt aber der erste Fall, bei welchem tektonische Kräfte völlig ausser Spiel bleiben. Die Intrusion in Verbindung mit gleichzeitiger tektonischer Faltung birgt ohne Zweifel die grössten Komplikationen, die sich im einzelnen noch lange nicht werden übersehen lassen.

Unregelmässige Gebilde sind im allgemeinen das Resultat.

4. Tektonische Faltung und Störung nach der Intrusion.

Treten spätere tektonische Störungen und Faltungen hinzu, so werden die in den Schichten befindlichen Intrusivkörper zusammen mit jenen

deformiert und ihre Form verändert. In der Bildung der alpinen Rücken hat Baltzer einen derartigen Vorgang kennen gelehrt.

Diese Erörterungen führen zu dem Ergebnis, dass das zeitliche Verhältnis der tektonischen Störungen in einer Gegend zur Intrusion erst völlig klargelegt werden muss, will man die Lagerungsform der Intrusivmasse begreifen und den durch den vulkanischen Akt bedingten Anteil an den Störungen von dem tektonischen scheiden.

Der Mechanismus der Intrusion.

Um die Deutung der physikalischen Seite der lakkolithischen Intrusion hat sich neben Gilbert, Cross, Jaggar und anderen, vor allem Pirsson verdient gemacht. Der Injektionsvorgang ist mit einer riesigen hydraulischen Presse vergleichbar. Sehen wir zunächst von dem Ursprung der treibenden Kraft ab, so setzt dieselbe dort ein, wo bereits Spalten und Klüfte vorhanden sind, oder Stellen der Schwäche, die bruchreif sind. Durch dieselben wird das Magma nach aufwärts getrieben, bis es Horizonte mit leichter Teilbarkeit antrifft. In deren Fugen zwingt es sich, siewie ein scharfer Keil auseinandertreibend, ein und gewinnt seitliche Ausdehnung. Mit dieser Ausbreitung wächst die aufblätternde Kraft, denn in einer Flüssigkeit ist der Druck an allen Punkten gleich gross. Nun ist das Magma allerdings keine vollkommene Flüssigkeit, sondern besitzt, je zähflüssiger es ist, eine um so stärkere innere Reibung. Die ganze dem Magma ursprünglich innewohnende Energie kann nicht zur Aufwölbung des Daches verwandt werden. Ein Teil derselben wird zur Überwindung dieser inneren Reibung verbraucht und in Wärme verwandelt, die den Erstarrungsprozess aufhält. Ein weiterer Teil dient zur Bewältigung des Gewichts der Magmamasse, der Last der Sedimente und der Reibungswiderstände in den Schichten. Der Energierest endlich bewirkt die Auffaltung der Dachschichten. Ein dünnflüssiges Magma steht der idealen Flüssigkeit sehr viel näher. In ihm pflanzt sich der Druck sehr viel leichter nach allen Richtungen fort, es dringt in Risse und Schichtfugen ein und hebt eine Schichtplatte, einen Lagergang bildend, ab. Bei dem zähflüssigen Magma teilt sich der Druck nicht gleichmässig mit. Die aufblätternde Kraft ist in der Nähe des Zufuhrkanals am grössten und nimmt mit der Entfernung von ihm ab. Die konvexe Gestalt der Lakkolithen ist also in erster Linie eine Funktion der Zähflüssigkeit des Magmas.

Mechanismus
der lakkolithischen
Intrusion.

Um noch einmal die für die Lakkolithenbildung und ihre Formgestaltung massgebenden Faktoren zusammenzufassen, so hängen dieselben von dem ursprünglichen im Magma herrschenden Druck, von dem Grad seiner Zähflüssigkeit und von der sedimentären Belastung sowie von deren Reibungswiderständen in den Teilungsflächen und deren Plastizität

ab. Da alle diese Faktoren in weiten Grenzen veränderlich sind, können auch verschieden gestaltete Lakkolithe in ein und demselben Horizont nebeneinander vorkommen.

Der Ursprung der treibenden Kraft.

Aus dem ganzen Verhalten der Intrusionskörper zu den umhüllenden Schichten wurde auf eine auftreibende Kraft im Magma geschlossen, die wie ein hydraulischer Stempel wirkt. Über den Ursprung dieser Kraft sind Erörterungen bisher nicht angestellt worden und können ohne Zuhilfenahme hypothetischer Vorstellungen auch nicht angestellt werden. Es kommen drei Energiequellen in Frage.

1. Der magmatische Auftrieb wird von vertikalen Schollenbewegungen verursacht.

Eine nach abwärts gerichtete Krustenbewegung drückt Magma in die Höhe. Die Intrusion wäre eine Folge des isostatischen Ausgleichs.

Das Coloradoplateau, von dem das Studium der Lakkolithen ausgeht, ist von zahlreichen Störungslinien durchsetzt, die nicht immer Verwerfungen zu sein brauchen, sondern sich als riesige monokline Flexuren oberflächlich markieren. Ein möglicher Zusammenhang der Intrusionen mit diesen Störungen ist nicht von der Hand zu weisen. Die Henry Mts. z. B. liegen etwa 30 km östlich von der grossen postkretazäischen Waterpocketflexur, u. zw. auf dem gesenkten Flügel. Ihr Intrusionsalter ist auch postkretazäisch.

Besonders eifrig hat Brögger (43) die Ansicht verfochten, dass das Gewicht einer einsinkenden Scholle allein genügt, um das Magma emporzupressen und Intrusionen von lakkolithischem Charakter zu bewirken. Er rechnet aus, dass das Einsinken der Porphyrscholle von Krogskovon um 1200 m vollständig genügen würde, um nicht allein das Granitmagma aufzupressen, sondern auch die darüberliegende, mindestens 1600 m mächtige Sedimentdecke uhrglasförmig aufzuwölben. In derselben Weise schreibt Salomon das Empordringen der periadriatischen Kerne dem alttertiären Einbruch des adriatischen Senkungsfeldes zu. Die periadriatischen Tiefengesteine aber sind sicherlich nicht alle zur gleichen Zeit aufgedrungen.

Harker (48) führt die Ursache der Eruptionen der tertiären isländisch-britischen Basaltprovinz auf tektonische Krustenbewegungen zurück. Er unterscheidet eine regionale und lokale Serie von Ereignissen. Erstere hängt mit dem Einbruch der Nordatlantis zusammen und hat die gewaltigen einförmigen, basischen Basaltmassen in der umfangreichen Provinz geliefert. Letztere ist an bestimmte Eruptivzentren gebunden, an Stellen, wo faltende Bewegungen die Erdkruste zu wiederholten Malen getroffen haben. Die bei dieser Gelegenheit gefördert

Intrusions- horizont	Ungestörtes Gebirge	Gestörtes Gebirge	Gefaltetes Gebirge
0—1 km	<p>entstanden durch Aufschmelzung, Überschieben des Nebengesteins und Abtaun.</p>	<p>Lagergang — Asym. Lakkolith — Chonolith</p>	Ethmolith-Phakolith Rücken
1—2 km			
2—3 km			
3—8 km			

Laven zeigen eine weit grössere Mannigfaltigkeit infolge einer weiter fortgeschrittenen Differentiation.

Bei dem innigen Zusammenhang zwischen den Intrusionen und tektonischen Bewegungen der Kruste, der aus allen Teilen der Erde nach gewiesen worden ist, wird man mit Fug und Recht dem isostatischen Vorstellungen die erste Stelle bei allen Erklärungsversuchen einräumen dürfen. Doch es gibt auch Gebiete, wo dieser Zusammenhang weniger deutlich ist, wie z. B. in dem posteoziänen Trachytgebiet der Euganeen (vgl. Lachmann). Eine weitere Frage, die sich nicht lösen lässt, solange man die bei der Intrusion wirksamen Kräfte nicht quantitativ zu übersehen vermag, ist die, ob jene Kräfte ausreichen oder ob noch andere Energiequellen heranzuziehen sind.

2. Die elastische Spannung im Magma.

Dieser Punkt wurde bereits ausführlicher erörtert bei Gelegenheit der Besprechung des Mechanismus batholithischer Injektion. Auch sie kann als Kraft in Frage kommen.

3. Der Kristallisationsdruck von Magmen, die unterhalb der Zone des maximalen Schmelzpunktes kristallisieren.

Dieser Druck teilt sich den höheren Magmenschichten mit und verleiht denselben einen Auftrieb. Solange die Temperatugesetze in der Erde unbekannt sind, lässt sich sehr wenig Sicheres darüber sagen.

Die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Intrusivformen.

Die überwiegende Mehrzahl der heute aufgeschlossenen Lakkolithe hat postmesozoisches Alter, während die batholithischen Massen gewöhnlich älter sind, mesozoisch, karbonisch und noch älter. Es hängt diese Erscheinung nur von der Denudation ab. Die tertiären Eruptivgesteine sind zumeist erst bis zu den Lakkolithenhorizonten entblösst, während die älteren bis zum Batholithenstadium angeschnitten sind.

Literatur.

1. F. Becke, Fortschritte auf dem Gebiet der Metamorphose. Fortschr. d. Min., Krist. u. Petrographie. Jena 1911. I. S. 238.
2. Ch. R. van Hise, A Treatise on metamorphism. U. S. geol. Survey Mon. 47. 1904. S. 707 ff.
3. R. Lepsius, Geologie von Deutschland. Leipzig 1910. II. S. 106.
4. E. Suess, Antlitz der Erde. Wien 1909. III., S. 637 ff.
5. A. Harker, The natural History of Igneous Rocks. London 1909.
6. Geikie, Textbook of Geology. Vol I—II. London 1903.
7. J. P. Iddings, Igneous Rocks. Vol. I. New York 1909.
8. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. Leipzig 1893. I. S. 539 ff.
9. R. A. Daly, The Classification of Igneous Intrusive Rock Bodies. Journ. of Geology 13. 1905. S. 485 ff.

10. G. Steinmann, Gebirgsbildung und Massengesteine in den Kordilleren Südamerikas. Geol. Rundschau I. 1910. S. 13—35.

11. J. J. Sederholm, Über die finnländischen Rapakivi-gesteine. Tscherm. Min. petr. Mitt. 12. 1891. S. 30.

12. H. Pohlig, Zur Lakkolithenfrage. Zeitschrift d. geol. Ges. 59. 1907. S. 278—280.

13. Michel Lévy, Contributions à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général. Bull. des services de la carte géol. de France. 5. Nr. 36. Tome V. 1893—1894 S. 317—357. 5 pl., 6 Fig.

14. R. A. Daly, Mechanics of Igneous Intrusion. Am. Journ. of Sciences IV. Ser. 15. 1903. S. 269—298. 16. 1903. S. 107—126. 26. 1908. S. 17—50.

15. W. Salomon, Die Adamellogruppe. II. Teil. Wien 1910. S. 490.

16. W. C. Brögger, Die triadische Eruptionsfolge bei Predazzo. S. 145. Anmerkung 1.

17. L. Milch, Über die Entstehungsweise der Tiefengesteinsmassive. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 81. 1903. II. S. 1—11; auch Zentralbl. f. Min. 1903. S. 444—448.

18. R. A. Daly, Abyssal Igneous Injektion as a Causal condition and as an Effekt of Mountain-building. Am. Journ. of Sciences IV. Ser. 22. 1906. S. 195—196.

19. E. Böse, Über eine durch vulkanischen Druck entstandene Faltungszone im Tale von Mexico. Neues Jahrb. f. Min. 1909. I. S. 28—42. Tafel VII—X.

20. W. Salomon, Die Adamellogruppe. II. Teil. Wien 1910.

21. H. Bücking, Mitteilungen über die Eruptivgesteine der Sektion Schmalkalden (Thüringen). Jahrb. d. Kgl. Preuss. Landesanstalt f. 1887, S. 119—139.

22. K. A. Lossen, Der Bodegang im Harz. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 26, 1874, S. 856—906; vgl. auch Lossens geologische Harzkarte.

23. A. Geikie, Ancient Volcanoes of Great Britain. 2 Bände. London 1897.

24. W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahreshefte des Ver. f. vaterländ. Naturkunde. Württemberg 1894. 1895.

25. H. Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Gerlands Beitr. z. Geophysik 6. 1903. Heft 2. S. 267—308.

26. F. R. Cowper Reed, The Igneous Rocks of the Coast of County Waterford. Quat. Journ. Geol. Soc. London 56. 1900. S. 657—693.

27. R. Lachmann, Die systematische Bedeutung eines neuen Vulkantyps (Hemidiatrema) aus dem Rézgebirge. Zeitschr. d. D. geol. Ges. Monatsber. 61. 1909. S. 326—331.

28. C. F. Naumann, Geognosie. 3. 2. Auflage. S. 507.

29. H. Vogelsang, Zur Theorie der Gangbildung. N. Jahrb. f. Min. 1863. S. 32 ff.

30. A. Daubrée, Expériences sur les actions mécaniques exercées sur les roches par des gaz douées de très fortes pressions et de mouvements très rapides. Compt. rend. 61. 1890. S. 768 u. 857; 62. 1891. S. 112 u. 125; 63. 1891. S. 241—246. — K. Sapper, Der gegenwärtige Stand der Vulkanforschung. Fortschritte der naturwissenschaftlichen Forschung. Herausgegeben von E. Abderhalden. II. Berlin 1911. S. 134.

31. Bei Branca Nr. 24. II. S. 274.

32. C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. Dresden 1911. I. S. 56.

33. Journ. of Geology. 4. 1896. S. 177—194 und Harker (5) S. 64.

34. N. S. Shaler, Formations of Dikes and Veins. Bull. géol. Soc. America. 10. 1899. S. 253—262. Ref. N. J. f. Min. 1901. II. S. 398.

35. G. K. Gilbert, Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. 160 S. 5 Tafeln.

36. Wh. Cross, The Laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona. 14. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey. II. 1894. S. 157—241. 18 Textfig., 10 Tafeln.
37. W. H. Weed und L. V. Pirsson, Geology and Mineral Resources of the Judith Mountains of Montana. 18. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey III. 1898. S. 437—610. Fig 32—54 c. Tafel 69—86.
38. W. H. Weed und L. V. Pirsson, Geology of the Little Belt Mountains, Montana. 20. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey III, Washington 1900. S. 257—581, besonders S. 387—400. Textfig. 36—79. Tafel 36—78.
39. T. A. Jaggar, 21. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey III. 1901.
40. V. C. T. Chamberlin und R. D. Salisbury, Geology. London 1905. Vol. I. S. 476—477.
41. M. Stark, Formen und Genese lakkolithischer Intrusionen. Festschrift d. naturw. Vereins a. d. Univ. Wien. Nov. 1907. S. 51—66.
42. J. P. Iddings, Bysmaliths. Journ. of Geology 6. 1898. S. 704—710.
43. W. C. Broegger (16), S. 138.
44. Vera de Derwies, Recherches géologiques et pétrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk (Caucase du Nord). Genf 1908.
45. E. Philippi, Über junge Intrusionen in Mexiko und ihre Beziehungen zur Tektonik der durchbrochenen Schichtgesteine nach den Forschungen von E. Böse und C. Burckhardt. Centralbl. f. Min. 1907. S. 449—460.
46. W. Salomon, Über die Lagerungsformen und das Alter des Adamellotonalites. Sitz.-Ber. Kgl. Preuss. Akad. d. Wiss. phys.-math. Kl. 1903. 14. S. 307—319.
47. A. Baltzer, Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. N. Jahrb. f. Min. B. B. 16. 1903. S. 292—324. Tafel 13—16. 7 Fig. — Congrès Géol. Intern. Wien 1903. II. S. 787—796.
48. A. Harker, The Sequence of the Tertiary Igneous Rocks of Skye. Geol. Mag. (4) 8. 1901. S. 506—509. — A. Harker and C. T. Clough, The Tertiary Igneous Rocks of Skye. Mem. geol. Surv. United Kingdom. Glasgow 1904. S. 1—481.
49. R. Lachmann, Der Eruptionsmechanismus bei den Euganeentrachyten. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Monatsber. 61. 1909. S. 331—340.
-

VI. Kapitel.

Die postvulkanischen Erscheinungen der Tiefe.

Nachdem ein Eruptivgestein durch den Intrusionsakt seinen Platz eingenommen hat, übt es auf seine Umgebung eine doppelte Wirkung aus. Dieselbe wird erstens durch die hohe Temperatur, die der Gesteinskörper besitzt, hervorgerufen, zweitens ist sie bedingt durch die Abgabe der magmatischen Gase und flüchtigen Bestandteile, die mit den Gesteinen der Nachbarschaft in Reaktion treten.

Die Gesamtheit dieser Erscheinungen bezeichnet man als Kontaktmetamorphose.

Die Kontaktmetamorphose gehört also zu der Gruppe der postvulkanischen Erscheinungen, die unmittelbar nach der Intrusion einsetzen und mit der Abkühlung des Gesteins auf die Temperatur der Umgebung ihr Ende finden.

Nach Beendigung des geologischen Gestaltungsvorganges erleidet ferner der Gesteinskörper selbst bis zu seiner völligen Abkühlung eine Reihe von Veränderungen, die sich in Lockerungen des Zusammenhangs, als Kontraktionsrisse, Kluftflächen usw. äussern. Auch diese Veränderungen sind zu den postvulkanischen Erscheinungen zu zählen, wenn sie auch mit dem Vulkanismus in loserem Zusammenhang stehen.

Das folgende Kapitel hat sich mit den oben bezeichneten postvulkanischen Erscheinungen zu beschäftigen. Die hierbei auftretenden Probleme, wie die der Metamorphose, der Erzlagerstättenbildung, der Thermenbildung usw., entfernen sich von der eigentlichen Aufgabe dieses Buches und können daher nur eine kurze Behandlung erfahren.

Die postvulkanischen Erscheinungen der Tiefe sind ganz anders geartet als die der Oberfläche. Dieser Unterschied wird in erster Linie dadurch bedingt, dass die umgebende Gesteinschülle die Einwirkung des Eruptivkörpers fixiert. Die flüchtigen Produkte des Magmas entweichen nicht lediglich, sondern werden von dem Nebengestein zurückgehalten und gelangen in vielfach veränderter Form zum Absatz.

1. Die Kontaktmetamorphose (1).

Man muss zwei Arten der Kontaktmetamorphose streng scheiden:

Die eine Art wird lediglich durch die hohe Temperatur des Eruptivkörpers hervorgerufen. Man kann sie als Kontaktmetamorphose im engeren Sinn oder als thermische Kontaktmetamorphose bezeichnen.

Die zweite Art, die pneumatolytische Kontaktmetamorphose, besteht in den Veränderungen, die von den flüchtigen Bestandteilen ausgehen, welche bei der geologischen Gestaltung vom Magma abgegeben werden.

a) Die thermische Kontaktmetamorphose.

Thermische
Kontaktmeta-
morphose.

Bei der eigentlichen Kontaktmetamorphose wird die stoffliche Zusammensetzung des Nebengesteins nicht geändert. Die Kontaktprodukte sind die gleichen, welche petrographische Zusammensetzung auch das kontaktausübende Gestein haben mag. Ausschlaggebend ist allein die stoffliche Zusammensetzung des Nebengesteins, das der Metamorphose unterliegt. Die Veränderungen bestehen in einer Umkristallisation des ursprünglichen Mineralbestandes, neue Mineralien bilden sich, vorhandene ändern ihre Korngrösse (Sammelkristallisation, Rinne [2]). Unter den neu entstandenen Mineralien gibt es einige, die für diesen Vorgang geradezu charakteristisch sind. Derartige Kontaktmineralien sind z. B. Andalusit, Cordierit, Granat, Spinell, Wollastonit u. a. m.

Der neue Mineralbestand und die Struktur passen sich den durch die Intrusion hervorgerufenen, veränderten Temperaturdruckbedingungen an.

1. Eruptivgesteine und kristalline Schiefer verändern sich durch Kontaktmetamorphose kaum. Der Grund liegt darin, dass ihr Mineralbestand und ihre Struktur bereits, den durch die Kontaktmetamorphose zu schaffenden Mineralgleichgewichten entsprechen.

2. Kieselsäurereiche Gesteine, wie Quarzite, Sandsteine, sind der Metamorphose gegenüber wenig empfindlich. Doch sind Änderungen der Korngrösse und Struktur deutlich.

3. Tonerdereiche Gesteine, wie Tonschiefer usw. sind mit am genauesten studiert. Die Kontaktmetamorphose liefert Hornsteine verschiedener Zusammensetzung. Erst in jüngster Zeit hat Goldschmidt (3) unter Anwendung der Phasenregel die bei der Kontaktumwandlung möglichen Mineralkombinationen aufgesucht und damit eine vertiefte Systematik der Kontaktgesteine angebahnt, die bisher mehr nach äusseren Merkmalen als Chiasolithschiefer, Fleckschiefer, Garbenschiefer, Knotenschiefer usw. je nach der Intensität der Umwandlung unterschieden wurden. Es liefert ein Tonschiefer mit steigendem Kalkgehalt Hornfelse folgender Zusammensetzung:

Zusammensetzung der Hornfelse nach Goldschmidt.

Steigender Kalkgehalt	Quarz	Orthoklas	Andalusit	Cordierit	Plagioklas	Biotit	Hypersthen	Diopsid	Grossular
↑	+	+	+	+	+	+	—	—	—
	+	+	+	+	+	+	—	—	—
	+	+	—	+	+	+	—	—	—
	+	+	—	+	+	+	+	—	—
	+	+	—	—	+	+	+	—	—
	+	+	—	—	+	+	—	+	—
	+	+	—	—	+	—	—	+	—
↓	+	+	—	—	+	—	—	+	+

Danach kann der Andalusit nicht mit dem Hypersthen zusammen vorkommen und muss immer von Cordierit begleitet sein.

4. Mergelige und silikatische Kalksteine, reine Kalksteine.

Die neu entstehenden Produkte sind von dem Gleichgewicht:



abhängig.

Die mergeligen Kalksteine liefern Hornfelse, die Grossular und Diopsid, oder Grossular, Diopsid und Wollastonit oder endlich Vesuvian, Grossular, Diopsid mit oder ohne Wollastonit führen. Die silikatischen Kalksteine erzeugen Kalksilikatfelse, wenn die äusseren physikalischen Bedingungen, besonders die Druckverhältnisse, so liegen, dass in der obigen umkehrbaren Reaktion das Gleichgewicht nach rechts zur silikatischen Seite verschoben ist, körnigen Marmor dagegen, wenn die Dissoziationsbedingungen des kohlensauren Kalkes nicht erfüllt sind. Ganz analog verhalten sich dolomitische Gesteine.

Mit diesen Beispielen ist die Mannigfaltigkeit der in der Natur möglichen Kontaktgesteine noch lange nicht erschöpft.

Der Vorgang der Mineralneubildung vollzieht sich innerhalb des festen Zustandes, der Schmelzpunkt des Gesteins wird nicht erreicht. Diese Tatsache wird durch den erkennbaren Erhaltungszustand der Steinkerne von Organismen bewiesen, die verschwunden sein müssten, falls die Erhitzung auch nur vorübergehend zu einer Schmelzung geführt hätte.

Eine weitere Komplikation erfahren die oben geschilderten kontaktmetamorphen Prozesse, wenn zu der reinen Wärmewirkung noch der Einfluss des gerichteten Gebirgsdruckes hinzutritt.

Die Umwandlung zeigt sehr verschiedene Grade der Intensität.

Intensität der
Umwandlung.

Von einfachen kaustischen Wirkungen und Frittungen bis zu einer völligen Umbildung des Mineralbestandes findet man alle Abstufungen.

Die Intensität der kontaktmetamorphen Umwandlung ist der Wärmemenge proportional, die von dem Eruptivkörper abgegeben werden kann. Es wird also die von demselben ausgehende Veränderung des Nebengesteins um so grösser sein müssen, je höher die Temperatur und vor allem je grösser das Volumen des Intrusivkörpers ist. Es ist eine bekannte Tatsache, dass umfangreichere Kontakterscheinungen sich nur in der Nähe von Tiefengesteinen von batholithischen Dimensionen vorfinden.

Die hypoabyssischen Injektionen zeigen, da sie gewöhnlich ein viel kleineres Volumen besitzen und bei der Intrusion bereits stark abgekühlt sind, einen wenig breiten Kontakthof mit einem geringen Grad der Umwandlung des Nebengesteins; recht häufig bestehen diese Einwirkungen nur in unbedeutenden Frittungen und sind auf die allernächste Nachbarschaft des Intrusivkörpers beschränkt.

Die Intensität der Kontakterscheinung nimmt mit der Entfernung vom Eruptivkörper ab. Am stärksten ist die Umwandlung im inneren Kontakthof, der äussere verschimmt ohne scharfe Grenze in das völlig normale Gestein. So beträgt die Grösse des Kontakthofes, um einige Zahlenbeispiele zu geben, im Tonschiefer um den Granit von Rostien in der Bretagne 4 km, um den Lauterbachergranit in Sachsen 2,6 km, am Ramberggranit im Harz 1—3,5 km.

Bildungstemperatur der Kontaktmineralien.

Die Kontaktmetamorphose beginnt unmittelbar, nachdem die Ortsstellung des Eruptivkörpers erfolgt ist; die Kontaktmineralien bilden sich oft noch ehe die Kristallisation des Magmas begonnen hat, jedenfalls bevor sie zum Abschluss gekommen ist. Im innersten Kontakthof lässt sich die Entstehungstemperatur der Kontaktmineralien nach Goldschmidt zwischen folgende Grenzen einengen. Die untere ist durch den Erstarrungspunkt des granitischen Quarz-Feldspateutektikums bei ca. 1000° gegeben, die obere Grenze liefert der Umwandlungspunkt des Wollastonits in Pseudowollastonit bei 1180° und das Fehlen der Anschmelzerscheinungen der Kontaktmineralien, deren Schmelzpunkte zwischen 1180 und 1240° liegen. Damit ist das Temperaturgebiet, innerhalb dessen sich die Kontaktmetamorphose abspielt, auf 1000 bis 1200° eingengt.

In der äusseren Kontaktzone ändert sich der Mineralbestand der Kontaktgesteine, besonders der Pyroxen wird durch Hornblende ersetzt. Wäre der Umwandlungspunkt zwischen diesen Mineralien bekannt, so würde er einen weiteren Anhaltspunkt¹⁾ für die Temperaturbestimmung

¹⁾ Goldschmidt gibt als Grenze 550° an. Diese Zahl, die sich auf eine Angabe von Chrustschoff für die Umwandlung von Augit in Hornblende stützt, ist nach Becke, Fortschritte d. Min., Krist. u. Petrog. I. 1911, S. 226, unsicher.

gewähren. Die Temperaturen liegen hier wesentlich tiefer und sind auf ca. 500° zu schätzen.

b) Die pneumatolytische Kontaktmetamorphose. Stoffzufuhr.
Die zweite Art der Kontaktmetamorphose besteht in einer Veränderung des Nebengesteins unter Stoffzufuhr aus dem kontaktaustübenden Eruptivkörper. Die Stoffzufuhr wird durch die dem Magma entweichenden Gase vermittelt.

Die pneumatolytische Kontaktmetamorphose ist stets jünger als die thermische. Sie setzt erst ein, wenn die Kristallisation des Magmas sich ihrem Ende nähert.

Auch sie besitzt eine Anzahl charakteristischer Leitminerale, wie z. B. Topas, Flussspat, Turmalin, Axinit, Skapolith, Apatit u. a. m.

Die zugeführten Substanzen sind, wie Goldschmidt für das Christianiagebiet feststellen konnte, dort vor allem Fe, Zn, Cu, Pb, Mn, Bi, Ag, Mo, Co, Sb, Be, Ce, Na, K, Al, SiO₂, F, S, Cl, As, B₂O₃; TiO₂ und P₂O₃.

Die Zufuhr der Substanzen lässt nach Suess (4) eine gesetzmässige Sukzession erkennen. Die heissesten Fumarolen sind die Cl-, F-Fumarolen; sie haben im sächsischen Erzgebirge das Zinn gebracht, das im Schwemmland auf seiner Höhe früher gewaschen wurde.

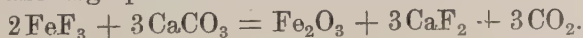
Dann folgen die S-, As-Fumarolen, die kiesige Erze absetzten. Der Silbererzbergbau an seinen Abhängen hat diese Stufe aufgesucht. Den Schluss bilden die C-Fumarolen, welche die Ablagerung der Uranpecherze vermittelt haben. Sie sind am Fuss des Gebirges in gewisser Tiefe, wie in Joachimstal, aufgeschlossen.

Diese beiden Beispiele mögen genügen, um das Wesen der pneumatolytischen Stoffzufuhr zu charakterisieren.

Die Zusammensetzung des Magmas, zumal die des gasförmigen Anteiles, ist demnach für die Stoffzufuhr bestimmend.

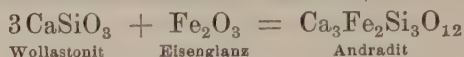
Eine grosse Rolle spielt ausserdem die Beschaffenheit des Nebengesteins, welches die gasförmigen Emanationen aufzunehmen hat. Nicht alle Gesteine unterliegen gleich leicht einer pneumatolytischen Umwandlung. Besonders empfindlich sind die Karbonatgesteine. Der Kalk wirkt gewissermassen wie ein Absorptionsapparat, der die durchstreichenden Gase zurückhält und verschluckt. In ihm sind die pneumatolytischen Umwandlungen am intensivsten, während Tonschiefer und Sandsteine der unmittelbaren Nachbarschaft kaum deren Spuren erkennen lassen. Es ist nicht zu glauben, dass die Gasausströmung sich nur auf die Kalksteine beschränkt haben sollte.

Der Vorgang der Absorption durch den Kalkstein hat sich z. B. in Skarngesteinen folgender Weise abgespielt:



Die Karbonatgesteine als Absorptionsapparate gegenüber den Fumarolengasen.

Ausser dem Eisen wird das Silizium in Form von Siliziumhalogenverbindungen, besonders von Siliziumfluoriden, abgegeben und von den Karbonatgesteinen in Kieselsäure und Kalksilikate übergeführt. Diese Stoffe treten wieder untereinander in Reaktion, wie z. B.



Wollastonit

Eisenglanz

Andradit

Das Ergebnis sind die sog. Skarngesteine, Kalkeisensilikatfelse, wie die Andradit- und Hedenbergitfelse sowie andere Eisensilikatgesteine.

Ihre eingehendere Behandlung ist Aufgabe der Lagerstättenkunde. Hier sollte nur der Zusammenhang mit den vulkanischen Erscheinungen der Tiefe festgestellt werden.

Die pneumatolytische Kontaktmetamorphose in der Tiefe ist demnach das Produkt der gasförmigen Exhalationen des Magmas, die an der Oberfläche durch die Fumarolen in die Atmosphäre ausströmen und sich in ihr verlieren, sie ist die Fumarolenwirkung der Tiefe.

c) Die pneumatolytischen Veränderungen. im Eruptivkörper.

Pneuma-
lytische Ver-
änderungen im
Eruptivkörper.

Bisher sind nur die pneumatolytischen Veränderungen betrachtet worden, die das Nebengestein unter der Einwirkung der Fumarolengase erleidet. Die kühleren Teile des Eruptivkörpers selbst können aber ebensogut durch das Durchstreichen der Gase umgewandelt werden. Eine Reihe von Veränderungen des normalen Mineralbestandes der Tiefengesteine wird man auf ihre Rechnung zu setzen haben. Es gehört hierher vor allem die Greisenbildung (5) des Granits. Der Alkalifeldspat wird ersetzt durch Quarz, andere Mineralien, wie Topas, Flussspat, Lithionglimmer, Zinnstein, Turmalin, Rutil und Nakrit treten hinzu und verraten die Wirkung der Cl-, F-Fumarolen.

Greisen-
bildung.

Zwitter-
bildung.

Ein ganz analoger Vorgang ist die Zwitterbildung des Altenberger Granitits, dessen ursprünglicher Bestand einem Gemenge von Quarz, Topas, lithionhaltigem Glimmer und Zinnstein Platz gemacht hat.

Topasizierung
und verwandte
Vorgänge.

Auch die Topasizierung, die Turmalinisierung und in vielen Fällen auch die Kaolinisation der Feldspate sind hierhergehörige Erscheinungen. In basischen Gesteinen führen derartige Umwandlungen mit Vorliebe zur Neubildung von Zeolithen. Apophyllit verrät die Einwirkung der Fluor fumarolen.

2. Die Pegmatite.

Petro-
graphische
Sonderstellung
der Pegmatite.

Eine petrographische Sonderstellung (6) nehmen die Pegmatite ein. Es sind Gänge und Adern, die nur in engem geologischen Verband mit echten Tiefengesteinen auftreten oder deren randliche Facies bilden. Durch ihre eigenartige Struktur und mineralogische Zusammensetzung haben sie schon früh die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt und bieten noch

bis auf den heutigen Tag der Erklärung manches Rätselhafte. Die am meisten ins Auge fallende Eigentümlichkeit der Pegmatite ist die ins Riesenhafte gesteigerte Korngrösse ihrer Bestandteile. Eigenartig ist ferner die Mineralassoziation und das Vorkommen seltener Mineralien, die sich innerhalb der Pegmatite anreichern.

Pegmatitische Bildungen erscheinen einmal als Randfacies des Tiefengesteins oder in Form von Gängen und Adern im Tiefengesteinskörper selbst oder als Apophysen, die derselbe in das Nebengestein entsendet. Sie treten also nie selbständig auf. Saure Eruptivgesteine neigen ungleich mehr zur Pegmatitbildung als basische. Am häufigsten wird diese Erscheinung am Granit beobachtet, aber auch Syenite und Diorite, ja selbst Gabbros können Pegmatite bilden. Stets ist eine gewisse Tiefe für ihre Entstehung erforderlich.

Die Mineralien, welche den Pegmatit zusammensetzen, sind dieselben wie die des Tiefengesteins, mit dem er verbunden ist. Man unterscheidet danach petrographisch: Granitpegmatite, Syenitpegmatite, Gabbropegmatite usw.

Neben diesen Hauptbestandteilen treten andere akzessorisch auf, die nicht im Haupteuptivkörper vorkommen und durch ihren Gehalt an seltenen Bestandteilen ausgezeichnet sind.

Die Pegmatitminerale gehören in die Klasse der Mineralien tiefer Temperatur (vgl. Kap. III, S. 71). Sie besitzen keinen Schmelzpunkt im eigentlichen Sinn, da das physikalische Molekül eher aufbricht, als die flüssige Phase eintritt. Dasselbe gilt auch für den Quarz, der sich lange, ehe er zu schmelzen beginnt, umwandelt.

Gewöhnlich besitzen die Pegmatitminerale, besonders die akzessorischen, eine äusserst komplizierte Zusammensetzung. Eine sehr grosse Anzahl von Komponenten tritt in stark variierenden Mengenverhältnissen zusammen, die eine chemische Deutung der Verbindung oft unmöglich macht. Ungleiche Komponenten vertreten sich und bieten die Erscheinung eines gezwungenen Isomorphismus, den Brögger als Homoeomorphie bezeichnet. Ein treffliches Beispiel ist der Euxenit von Alve, der nach einer Analyse von Blomstrand (bei Brögger) aus Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , SiO_2 , TiO_2 , SnO_2 , ZrO_2 , ThO_2 , UO_2 , $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Di})_2\text{O}_3$, $(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3$, Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , PbO , Na_2O , K_2O , H_2O und zwar $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_3 : (\text{Ti}, \text{Si}, \text{Sn})\text{O}_2 = 1 : 3$ besteht.

Vielfach enthält die Mineralzusammensetzung noch Spuren oder Bestandteile magmatischer Gase wie H_2 (OH) F, Cl, B_2O_3 , S, As usw.

Die akzessorischen Bestandteile sind nicht bei allen Vorkommen die gleichen.

Harker (7) scheidet unter den Granitpegmatiten folgende Typen aus:

Vorkommen
der Pegmatite.

Die Pegmatit-
minerale.

1. Granitpegmatite mit Niobaten, Tantalaten und Yttriumphosphaten, Typen, die von Brögger aus Südnorwegen beschrieben wurden.
2. Turmalinpegmatite.
3. Pegmatite mit Beryll, Topas und anderen fluorhaltigen Mineralien.
4. Lithionhaltige Pegmatite mit Lepidolith, Spodumen, Petalit.
5. Der Ivigtuttypus in Grönland ist durch Flussspat, Kryolith charakterisiert.

Eine andere Gefolgschaft besitzen die Syenitpegmatite Südnorwegens, die vor allem durch Zirkon- und Titanverbindungen ausgezeichnet sind.

Chemische
Charakteristik
der Pegmatite.

Die chemische Zusammensetzung der Pegmatite entspricht im grossen und ganzen der Zusammensetzung des Eruptivkörpers, aus dem sie sich herleiten, nur sind sie etwas saurer. Petrographisch haben diese Gesteine noch die grösste Verwandtschaft mit den aplitischen Ganggesteinen, mit denen sie auch zusammen vorkommen und gelegentlich durch Übergänge verknüpft sind. Kreuzen sich Pegmatite und Apliten, so sind erstere häufig die jüngeren, doch auch das umgekehrte Verhältnis kommt vor.

Pegmatit-
struktur.

Die Eigentümlichkeit der Pegmatitstruktur wird durch die gleichzeitige Kristallisation der Hauptbestandteile bedingt. Dieser Umstand bringt es mit sich, dass die stengelig entwickelten Minerale fingerförmig ineinandergreifen und die an hebräische Schriftzeichen erinnernden, schriftgranitischen oder pegmatitischen Verwachsungen erzeugen, wie sie besonders gern zwischen Quarz und Feldspat, aber auch zwischen anderen Mineralien vorkommen. Diese Gebilde schiessen von den Gangwandungen in den Hohlraum ein, bis derselbe sich durch die Pegmatitmasse schliesst. Bei der pegmatitischen Randfacies sind die miarolitischen Hohlräume im Granit auf diese Weise ausgefüllt worden.

Die zweite augenfällige Struktureigentümlichkeit ist die grob- bis grobkrörnige Struktur. Das Zustandekommen von Kristallen grosser Dimensionen, mögen sie nun aus wässriger Lösung oder Schmelzfluss auskristallisieren oder noch auf andere Weise entstehen, fordert stets sehr viel Zeit und möglichst konstante äussere Entstehungsbedingungen. Die grobkrörnigen Pegmatitbestandteile können sich daher nur bei einem sehr langsamen Temperaturabfall gebildet haben.

Bildungs-
temperatur.

Für die Entstehungstemperatur der Pegmatite lassen sich gewisse Grenzen ziehen. Dass die Pegmatitbildung dem letzten Abschnitt der Erstarrung oder gar dem Erlöschen der Eruptivtätigkeit angehört, darüber sind sich alle Beobachter einig. Als obere Temperaturgrenze darf man daher die Erstarrungstemperatur des Graniteutektikums Quarz-Feldspat zu 1000° setzen. Eine untere Grenze ermittelten

Wright und Larsen (10), indem sie durch Ätzversuche feststellen konnten, dass der Pegmatitquarz der β -Modifikation des Quarzes angehört, also sich oberhalb 575° gebildet haben muss. Damit ist dieses Temperaturintervall zu $575\text{—}1000^{\circ}$ festgestellt.

Die Bildung der Pegmatite wird auf sehr verschiedene Weise erklärt. Die einen nehmen an, dass die Kristallisation aus wässrigen Lösungen erfolgt sei. Eine wässrige Lösung im gewöhnlichen Sinn kann aber bei der hohen Bildungstemperatur von über 575° nicht bestanden haben, da sich der Wasserdampf bereits im überkritischen Gebiete befindet. Die anderen, namentlich Brögger, treten für eine Erstarrung aus Schmelzfluss ein. Die gleichzeitige Kristallisation der pegmatitischen Bestandteile zwingt in diesem Fall zur Annahme, dass dieses Magma genau eutektische Zusammensetzung gehabt haben muss. Eine gleiche Zusammensetzung muss man aber auch den aplitischen Ganggesteinen zuschreiben. Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Pegmatite gelegentlich eine noch spätere Bildung als die Aplite sein können. Die Eigentümlichkeit der Pegmatitstruktur findet sich bei keinem anderen magmatischen Erstarrungsprodukt wieder, so dass man zur Annahme besonderer Umstände bei der Entstehung ihrer Struktur gezwungen wird. Die Beschaffenheit der Pegmatitmineralien weist mit grosser Deutlichkeit auf die Mitwirkung pneumatolytischer Prozesse hin. Dieselben werden auch von Brögger herangezogen. Eine Kombination dieser extrem neptunistischen und plutonistischen Anschauungen erblickt in dem Pegmatitmagma ein Mittelding zwischen Lösung und Schmelze, einen wasserdurchtränkten Magmarest, also gewissermassen die Mutterlauge, die sich in diesem Zustand mit dem eigentlichen Magma nicht mehr mischt. (Sv. Arrhenius [11]). In diesem Residuum wären die seltenen Bestandteile löslich und reichern sich daher in dem Spätprodukt des Kristallisationsrestes an. Die wässrige Natur der Lösung bringt es mit sich, dass die Jonisation der gelösten Stoffe einen so hohen Grad erreicht. Die komplexe Zusammensetzung der meisten Pegmatitmineralien findet dadurch eine Erklärung.

Entstehung
der Pegmatite.

Im Hinblick auf die überaus fragliche Rolle, die der Wasserdampf im Magma spielt, wollen diese Erklärungsversuche nicht mehr befriedigen.

Die Lösung des Problems scheint mir ein sehr beachtenswerter Hinweis von Niggli (12) geben zu können, nämlich, dass feste, gelöste Substanz selbst im überkritischen Zustand in Lösung bleiben kann. Eine Lösung von wasserfreiem CoCl_2 in Äthylalkohol färbt auch den Dampfraum in der Nähe der kritischen Temperatur und darüber hinaus intensiv blau, ohne dass gelöste Substanz ausfällt. Die Pegmatite sind danach die Kristallisationsprodukte gasförmiger Lösungen. Die magmatischen Gase bringen die seltenen Bestandteile in gelöstem Zustande

mit. Es ist nicht notwendig, dabei an eine Beteiligung des Wasserdampfs zu denken. Da der Vorgang der Abscheidung fester Substanz aus gasförmiger Lösung etwas Besonderes ist, genau so wie die Kristallisation aus wässriger Lösung und aus der Schmelze ihre Eigenarten besitzen, so erklärt sich hieraus die Sonderstellung der Pegmatite.

Wir kommen demnach zu dem Resultat, dass die Pegmatite, als die Produkte der primären Exhalationen des Magmas, den Fumarolen der Oberfläche entsprechende Erscheinungen der Tiefe sind. Aus diesem Grunde sind sie auch in den Gesteinstabellen S. 136 ff., als nicht zu den echten Eruptivgesteinen gehörig fortgelassen worden.

Es gibt unter den Erzgängen noch manche Gebilde, die hierher gehören und als postvulkanische Tiefenerscheinungen aufzufassen sind. So hat z. B. Beck (13) auf die Verwandtschaft gewisser Goldquarzgänge mit den Pegmatiten hingewiesen.

Verwandtschaft mit gewissen Erzgängen.

3. Thermen und Mineralquellen.

Alle diejenigen magmatischen Gase und flüchtigen Bestandteile, die in der bisher geschilderten Weise nicht zurückgehalten worden sind, dringen weiter nach aussen und treffen schliesslich auf das vadoso Wasser und werden von demselben gelöst.

Die Thermen und Mineralquellen, soweit sie juveniles Material gelöst enthalten, sind mit den sekundären Exhalationen des Oberflächenvulkans zu vergleichen, die ebenso durch das Dazwischentreten des atmosphärischen Wasserdampfes verändert werden. Diese entweichen, jene werden durch das vadoso Wasser fixiert.

Thermen und juvenile Mineralquellen.

4. Klüftung und Abkühlungsabsonderungen.

Eine Darstellung der postvulkanischen Erscheinungen an Tiefengesteinen würde unvollständig bleiben, wollte man der Veränderungen nicht gedenken, die sich an dem Gesteinskörper selbst nach der geologischen Gestaltung vollziehen.

Die Kristallisation eines Magmas ist, wie gezeigt wurde, mit einer Volumenverkleinerung verbunden. Auch nachdem erstere beendet ist, kühlt sich der Gesteinskörper noch sehr lange ab, bis er schliesslich die Temperatur seiner Umgebung hat, und zieht sich dabei zusammen. Beide Vorgänge haben eine Schrumpfung des Eruptivkörpers zur Folge. Diese Kontraktion führt zu Spannungen, die schliesslich bis zur Trennung des Zusammenhanges anwachsen müssen. So bilden sich Absonderungsflächen oder Kluftflächen. Bei Tiefengesteinen beobachtet man plattige, säulenförmige, parallelopipedische und kugelige Absonderungen. Die Atmosphärien folgen mit Vorliebe derartigen Klüften und lockern durch fortschreitende Verwitterung den Zusammenhang, so dass gewöhnlich die

Klüftung und Abkühlungsabsonderungen.

Klüftung durch diesen Vorgang erst deutlich wird. Häufig bleibt eine latente Klüftung dem Auge verborgen und äusserst sich nur potentiell als Fläche geringster Kohäsion. In den Steinbruchbetrieben werden derartige Flächen zur Erleichterung des Brechens aufgesucht. In Schlesien werden sie als „Bahnen“, in der Lausitz als „Gahre“ bezeichnet. In den Granitbrüchen von Baveno nennt sie der Steinhauer „filo mastro“.

Eine theoretische Erklärung der Klüftung hat Iddings (14) gegeben. Die Kontraktion begegnet in den verschiedenen Richtungen im Gesteinskörper einem verschiedenen Widerstand. Eine Trennung des Zusammenhangs kann nur in einer Richtung eintreten, in welcher der Schrumpfungswiderstand am kleinsten ist.

Iddings
Theorie der
Klüftung.

Der einfachste Fall ist der einer erstarrenden und sich abkühlenden Eruptivdecke.

An ihrer Oberfläche ist die Abkühlung am stärksten. Sie wird sich hier zuerst mit einer festen Kruste bedecken. In diesem Stadium ist der Schrumpfungswiderstand der Decke parallel zur Oberfläche verschwindend klein, relativ gross, dagegen senkrecht dazu; kommt es zum Bruch, so müssen die Trennungsflächen parallel zur Oberfläche verlaufen; die Absonderung ist eine plattige.

Die feste Gesteinskruste ist ein sehr schlechter Wärmeleiter, die Abkühlung wird daher nach der Krustenbildung stark verzögert, und der flüssige Teil hat Zeit, sich kristallin zu entwickeln. Die Verfestigung schreitet nunmehr sehr viel langsamer von aussen nach innen vor. Damit ändert sich auch der Widerstand gegen die Schrumpfung; er wird in beiden Richtungen grösser. Der Schrumpfungswiderstand parallel zur Oberfläche, welcher anfänglich sehr klein war, wächst sehr viel schneller mit der gegen die Tiefe vorrückenden Abkühlung als der Widerstand senkrecht zur Oberfläche. Auf diese Weise tritt schliesslich ein Stadium ein, in welchem der Schrumpfungswiderstand parallel zur Oberfläche gleich und grösser als senkrecht zu derselben wird. Kommt es jetzt zur Lösung des Zusammenhanges, so stellen sich neben Klüftflächen parallel zur Oberfläche auch solche senkrecht zu derselben ein. Eine paralleloipedische und endlich säulenförmige Absonderung muss das Ergebnis sein.

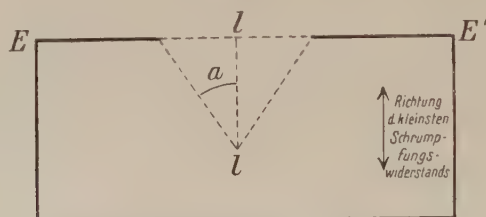
Um zu einem Mass für die Grösse des Widerstandes zu gelangen, stellt Fig. 67 einen Vertikalschnitt durch die sich abkühlende Decke dar. EE' verläuft der Oberfläche parallel. Die Betrachtung wurde in einem Stadium angestellt, in welchem der Schrumpfungswiderstand $\perp EE'$, also senkrecht zur Oberfläche, kleiner ist als parallel zu derselben. Nun wird es einen Zeitpunkt geben, in welchem die Kontraktion in der Ebene EE' ihren grössten Betrag erreicht hat. Der Kontraktionsriss verläuft senkrecht EE' . Er klappt zu diesem Zeitpunkt am weitesten in der Ebene EE' und wird darunter stetig enger. Setzen wir die Strecke $ll = 1$, so gibt

Schrumpfungswinkel.

uns $2tga$ das gesuchte Mass der grössten Schrumpfung, deren der Gesteinskörper während der ganzen Abkühlung fähig war. Der Schrumpfungswinkel a ist eine Konstante des Gesteins. Ist die Abkühlung eine schnelle, so ist der Schrumpfunterchied in zwei benachbarten Lagen sehr viel grösser als in solchen, die sich langsam abkühlen. Der Schrumpfungswinkel a' im ersten Fall ist grösser als a im zweiten. Es entstehen in den sich rasch abkühlenden Lagen demnach $\frac{tga'}{tga}$ mal mehr Sprünge.

Eine plattige Absonderung ist daher ein Zeichen schneller Abkühlung, und je dünner die Platten sind, desto rascher muss sie erfolgt sein, während eine prismatische und parallelipedische Klüftung auf langsame Abkühlung, also auf tiefere Teile der Decke hinweist.

Fig. 67.



Der Schrumpfungswinkel als Mass der Abkühlungskontraktion.

Die gleiche Überlegung gilt, wenn die Oberfläche eine unregelmässige ist, wie dies bei den Tiefengesteinen zutrifft. Die Säulen werden entsprechend der Oberfläche gekrümmt sein, die zentralen Partien zeigen schliesslich eine kugelförmige Absonderung.

Einfluss der Isothermalflächen auf die Klüftung.

Salomon (15) weist darauf hin, dass für die Anordnung der Klüfte weniger die Form der Abkühlungsflächen als vielmehr die Lage der Flächen gleichen Wärmeverlustes, also die isothermalen Flächen, im Innern der Gesteinsmasse massgebend seien. Beide laufen zwar bei einfachen Lagerungsformen parallel, können dagegen bei komplizierteren Eruptivkörpern Abweichungen aufweisen.

Die Lage der Absonderungsflächen gestattet mit einiger Vorsicht die Gestalt eines durch Denudation aufgedeckten Eruptivkörpers zu rekonstruieren.

Absonderungen durch Gebirgsdruck.

Mit der Abkühlungsklüftung endlich darf eine durch Gebirgsdruck erzeugte Absonderung (Stiche, Lose, Schlechten) nicht verwechselt werden.

Literatur.

1. van Hise, A Treatise on Metamorphism. U. S. Geol. Survey Mon. 47. Washington 1904, sowie die petrographischen Lehrbücher. — F. Becke, Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, mit Literaturverzeichnis. I. Jena 1911. S. 221—256.

2. F. Rinne, Praktische Gesteinskunde. Hannover 1908. S. 167.
 3. V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Christianiagebiet. Christiania 1911. 483 S., 84 Textfig., 2 Taf., 5 farb. Karten. (Videnskabs-Selskabets Skrifter I. Math.-naturw. Klasse 1911, No. 11.) Besonders S. 140 u. 107—113, 211—226.
 4. E. Suess, Antlitz der Erde. III₂. S. 636—637.
 5. A. Harker, The Natural History of igneous Rocks. London 1909. S. 299.
 6. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. 1910. S. 284, und andere Lehrbücher der Petrographie.
 7. A. Harker, vgl. No. 5. S. 291—299.
 8. W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge. Zeitschr. f. Krist. 16. 1890. Enthält eine Besprechung der älteren Literatur über die Pegmatitbildungen.
 9. W. C. Brögger, Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. I. Niobate, Tantalate, Titanate und Titanoniobate. Christiania 1906. (Videnskabs-Selskabets Skrifter Math.-naturw. Klasse 1906, No. 6.)
 10. F. E. Wright u. E. S. Larsen, Quartz as a Geologic Thermometer. Am. Journ. of Science. IV. Ser. 27. 1909. S. 443—447.
 11. Sv. Arrhenius, Zur Physik des Vulkanismus. Geol. Förh. i Stockholm Förh. 22. 1900. S. 395—419.
 12. P. Niggli, Die Gase im Magma. Zentralbl. f. Min. 1912. S. 321—328. 9 Textfig.
 13. R. Beck, Ueber die Beziehungen zwischen Erzgängen und Pegmatiten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. S. 71—73.
 14. J. P. Iddings, The columnar structure in the igneous rock on Orange Mountain, New-Jersey. Am. Journ. of Science III. 31. 1886. S. 321—331. — H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. 1910. S. 29—31.
 15. W. Salomon, Die Adamellogruppe. II. Teil. Wien 1910. S. 523.
-

VII. Kapitel.

Die submarinen Eruptionen.

Einleitung.

Die bisher betrachteten vulkanischen Phänomene spielten sich ganz innerhalb der festen Steinkruste, der Lithosphäre, ab. Nach dem in diesem Buche gewählten Einteilungsprinzip ist nunmehr der Vulkanismus der nächsten Tiefenstufe oder Zone zu behandeln.

Zwischen Atmosphäre und Lithosphäre schiebt sich über weite Räume der Erdoberfläche die Ozeanhülle oder Hydrosphäre ein. Sie wurde oben als weitere Tiefenstufe ausgesondert. Das vorliegende Kapitel ist demnach dem Vulkanismus dieser nächsten Zone gewidmet und hat sich also mit allen vulkanischen Erscheinungen, die im Bereiche der Ozeane auftreten, zu beschäftigen, nämlich mit den submarinen Eruptionen.

Wie die Vorgänge in der Tiefe sind auch diese Erscheinungen einer unmittelbaren Beobachtung entrückt, und zwar durch die darüberliegenden Wassermassen; doch nicht ganz in derselben Masse, da trotz der Wasserbedeckung ihre vulkanischen Produkte zum Teil wenigstens bis zur Oberfläche gelangen. Die Vorgänge am Boden des Ozeans können überdies ihre Signale leichter durch das Wasser hindurch der Aussenwelt übermitteln. Ist ein untermeerischer Vulkan erst bis zur Meeresoberfläche emporgewachsen, so geht er in einen subaërischen über, der den Landvulkanen gegenüber keinerlei Unterschiede erkennen lässt.

Der Schauplatz der submarinen Eruptionen ist die grosse Unstetigkeitsfläche zwischen Wasser und fester Kruste, d. h. der Meeresboden.

In dieser Hinsicht wären die submarinen Eruptionen mit der Intrusion von Eruptivlagern in Unstetigkeitsflächen der festen Kruste, wie z. B. längs Ebenen diskordanter Auflagerung usw. zu vergleichen.

Allein die eine Grenzschicht bildet das Wasser des Ozeans, das physikalisch ganz andere Verhältnisse darbietet, als die andere, die feste Lithosphäre; so sind die äusseren Bedingungen, unter denen sich hier das vulkanische Phänomen abspielt, einzig geartet. Die Erscheinungsformen der submarinen vulkanischen Gebilde haben daher mit den

Schauplatz
submariner
Eruptionen
und die dort
herrschenden
besonderen
physikalischen
Bedingungen.

Intrusionen innerhalb der festen Kruste nur wenig Züge gemeinsam. Gross dagegen ist ihre Übereinstimmung mit den entsprechenden Oberflächengebilden des festen Landes.

Wo Unterschiede jedoch nachweisbar werden, sind dieselben aus der Eigenart der physikalischen Bedingungen heraus leicht ableitbar.

Die Bedeutung der submarinen Eruptionen.

Ein Überblick über die Verteilung von Wasser und Land auf der Erde in der Gegenwart lehrt, dass das Meer ungefähr $\frac{5}{8}$ der gesamten Erdoberfläche einnimmt. Dieses Verhältnis allein weist darauf hin, dass den submarinen vulkanischen Eruptionen eine weit grössere Rolle zukommen muss als den subaërischen, falls nämlich das Magma an allen Stellen der Oberfläche gleich leicht durchbrechen könnte.

Die Rolle der submarinen Eruptionen unter den vulkanischen Erscheinungen.

Die geographische Verteilung der gegenwärtig tätigen Vulkane zeigt aber sofort, dass dieselben bestimmte Regionen bevorzugen. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, liegen alle tätigen Vulkangebiete in unmittelbarer Nähe der Küste, oder die Vulkane sind Inselvulkane, die sich häufig unvermittelt aus den grössten Ozeantiefen erheben. Man denke an die zahllosen Inselvulkane des pazifischen Ozeans oder an diejenigen des atlantischen und der anderen Weltmeere. Für alle diese muss ein submariner Sockel oder Unterbau angenommen werden, der sich aus den ganz gewaltigen untermeerischen Anhäufungen vulkanischen Materials aufbaut. So müssen wir zu der Schlussfolgerung gelangen, dass die bei weitem grösste Masse der vulkanischen Produkte, welche seit dem Tertiär ausgestossen ist, unter der Ozeanbedeckung, also in der Zone der Hydrosphäre, zur Ablagerung gekommen ist.

Es ist auch leicht einzusehen, dass die Abhängigkeit der Vulkane von der Küste oder dem Meere keine zufällige Erscheinung sein kann. Die äussere Kruste ist für das Magma nicht an allen Stellen gleich leicht durchdringbar. Ihre schwächsten und dünnsten Stellen müssen ihm den Austritt am leichtesten möglich machen. So werden Depressionen und Bruchränder von vulkanischen Ausbrüchen eher heimgesucht werden als starre, feste Rindenstücke der Erde, wie sie in den inneren Kontinentalmassen vorliegen.

Da die tiefsten Stellen der Erdoberfläche auch die Wassermassen aufnehmen müssen, so wird hierdurch die Verbindung von Vulkan und Meer verständlich.

So liegen die Verhältnisse im Känozoikum. Eine andere Frage von Bedeutung ist die, ob die enge Verbindung von Vulkan und Meer auch in der geologischen Vergangenheit bestanden hat. Eine strenge Beantwortung für die ganze Erde und alle älteren Formationen wird sich

Die Beziehung von Vulkan und Meer in der geologischen Vergangenheit.

nach den unvollkommenen Kenntnissen der geographischen Verteilung von Wasser und Land in der geologischen Vergangenheit kaum geben lassen, da selbst für die besser bekannten Teile der Erde eine Rekonstruktion des geographischen Bildes durch den unbekannten Betrag der oft gewaltigen Denudation unsicher und hypothetisch bleiben muss.

Hat aber die Vorliebe der Vulkane für das Meer ihre Ursache in dem oben näher angedeuteten Abhängigkeitsverhältnisse der Magmadurchbrüche von den schwachen Stellen der Erdrinde, dann sind die Erfahrungen der Gegenwart ohne weiteres auf die geologische Vergangenheit übertragbar. Es würden auch unter den älteren vulkanischen Produkten die submarinen bei weitem dominieren.

Dass man diesen Analogieschluss wirklich ziehen darf, bestätigen vereinzelte Beobachtungen in älteren vulkanischen Gebieten. So konnte beispielsweise Geikie (1) erkennen, dass die schottischen Vulkane der Karbonzeit längst der Midland Valley-Depression ihre Schlote öffneten, wo bereits zur Zeit des Old Red Sandstone (Devon) ein vulkanischer Gürtel bestanden hat. Diese Bevorzugung des Senkungsgebietes ist nicht etwa darauf zurückzuführen, dass dort die vulkanischen Reste vor der Abtragung geschützt waren, denn der Old Red Sandstone der höher gelegenen Landteile ist selbst frei von vulkanischen Essen gleichen Alters.

Eine ähnliche Beziehung ist für den devonischen Vulkanzyklus Englands erkennbar. Während in Schottland von den Shetlandsinseln bis zu den Cheviot Hills zahlreiche Spuren vulkanischer Tätigkeit zu finden sind, ist das gesamte Gebiet der mächtigen Sandsteinablagerungen des Old Red hier völlig frei davon. Erst südlich vom Bristolkanal, wo die Devonablagerungen in der normalen marinen Fazies entwickelt sind, haben sich von dem Boden des devonischen Meeres zahlreiche Vulkane erhoben. Auch hier tritt wieder dasselbe Abhängigkeitsverhältnis entgegen.

Da die submarinen Vulkanbauten der Gegenwart unzugänglich sind, kann ihr Studium nur von den untermeerischen Vulkanen der Vergangenheit ausgehen, die durch spätere aufwärtsgerichtete, tektonische Bewegungen an die Tagesoberfläche gebracht und dort aufgeschlossen sind.

Die Unterscheidungsmerkmale zwischen submarinen und subaërischen vulkanischen Ablagerungen und Intrusivgesteinen.

Um die vulkanischen Gebilde richtig deuten zu können, ist es in allererster Linie erforderlich, die wichtigsten Erkennungsmerkmale (2) submariner vulkanischer Ablagerungen zusammenzustellen und den nachfolgenden Betrachtungen vorzuschicken. Dieselben ergeben sich sofort aus den besonderen physikalischen Verhältnissen, die bei ihrer Bildung

Unterscheidungsmerkmale zwischen submarinen u. subaërischen vulkanischen Ablagerungen und Intrusivgesteinen.

herrschen; das ist in erster Linie die Bedeckung mit dem Wasser des Ozeans.

1. Vulkanische Ablagerungen submariner Entstehung sind zwischen marine Sedimente konkordant eingeschaltet. Die marine Entstehung der umgebenden Sedimente wird einmal durch ihren petrographischen Charakter und dann besonders durch die Art ihrer Fossilführung zu erweisen sein.

Sind die Hangendschichten mariner Natur, so ist besonders darauf zu achten, dass die Sedimentationsfolge eine ununterbrochene ist. Man kennt Beispiele, wo vulkanische Ablagerungen auf dem trockenen Lande durch nachfolgende Senkung unter den Meeresspiegel gelangten. In diesem Falle muss die Oberfläche der vulkanischen Ablagerung die Spuren der Denudation tragen, und die Konglomerat- und Sandsteinbildung im Liegenden der deckenden Sedimente verrät die Diskordanz in der Ablagerungsfolge. Andererseits wachsen submarine Vulkanbauten durch Aufhäufung ihrer Produkte schliesslich über die Meeresoberfläche hinaus und gehen in subaërische Gebilde über. Die marine Sedimentbedeckung im Hangenden braucht durchaus nicht immer vorhanden zu sein.

Im Gegensatz hierzu sind die subaërischen Eruptionen mehr an negativen Merkmalen zu erkennen. Die vulkanischen Produkte lagern sich diskordant auf ihrer Unterlage ab, die alle Eigenschaften einer Erosionslandschaft mit erkennbaren Resten von Tälern usw. besitzen muss. So ist, um diese Verhältnisse an einem bestimmten Beispiel näher zu erläutern, der Pechsteinstrom des Skuir auf Eigg nach Geikie (1) in einem tertiären Flusstal geflossen, dessen Konglomerate noch unter dem Strom zu erkennen sind und sogar Aufschluss über die Richtung des Stromgefälles zu geben vermögen. Ein Fehlen jeglicher mariner Ablagerungen im Hangenden und Liegenden würde stark für die terrestrische Entstehung der betreffenden vulkanischen Produkte sprechen. Die Diskordanz im Liegenden aber bleibt das beste positive Merkmal für die terrestrische Natur. Beispiele dieser Art lassen sich in grosser Anzahl heranziehen. Auf La Palma, Kanarische Inseln, ist die junge Lavaformation auf einer weit erodierten Unterlage aufgerichteter palaeozoischer Diabase zum Absatz gekommen, also sicher subaërischer Entstehung.

Eine Verwechslung submarin entstandener Lavabänke mit Eruptivlagern, die zwischen die Sedimente intrudiert sind, kann ferner leicht eintreten. Zur Unterscheidung ist zu beachten, dass der Lagergang als Intrusivgestein eine Kontaktwirkung sowohl auf das Hangende als das Liegende ausgeübt haben muss, während die submarine Effusivdecke eine solche nur auf die Liegendschichten bewirkt haben kann. Die Effusivdecke ist stets älter als die hangende Sedimentschicht, der In-

trusivgang dagegen jünger. Aus diesem Altersverhältnis heraus ergeben sich weitere Unterscheidungsmerkmale, die im Kapitel V, S. 214 ff. ausführlicher behandelt worden sind.

2. Die submarinen Laven sind fast immer von Tuffen, Tuffbreccien und anderen pyroklastischen Ablagerungen begleitet.

Die Berührung des feurigflüssigen Magmas mit dem Wasser hat naturgemäss eine Zerteilung und Zerspratzung des Magmas in viel grösserem Massstab zur Folge als die Berührung mit der atmosphärischen Luft. Pyroklastisches Material, zwischen massigen Laven eingeschaltet, ist zwar kein Unterscheidungsmerkmal zwischen submarinen und subaërischen Ausbrüchen, da dieses sich ebensogut auch auf dem trockenen Lande bilden kann. Dagegen schliessen Tuffe die Intrusivnatur eines vulkanischen Lagers mit Sicherheit aus. Tuffe sind stets ein zuverlässiges Erkennungsmerkmal der Extrusion, mag sie submarin oder subaërisch sein.

3. Die submarin abgelagerten Tuffe enthalten häufig normale Meeressedimente beigemengt, oder es sind gelegentlich gar Reste mariner Tiere in ihnen eingeschlossen.

Dieses Argument ist das sicherste, das man für die submarine Entstehung einer vulkanischen Ablagerung ins Feld führen kann, da es jeden Irrtum oder eine Verwechslung völlig ausschliesst.

Die organischen Reste sind besonders wertvoll, da sie eine stratigraphische Altersbestimmung der Eruption möglich machen, ferner durch ihre Lebensbedingungen auch Aufschluss über die Meerestiefen geben können, in denen die betreffenden Ablagerungen zum Absatz gekommen sind.

So finden sich in den Tuffen, die in den tieferen Teilen des Ozeans abgesetzt wurden, also in den pelagischen Bildungen, häufig Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen usw., während die flachere See durch andere Meerestiere, besonders solche mit dicken Kalkschalen, charakterisiert wird. In den wärmeren Meeren ist auf die enge Verknüpfung der Korallenbauten mit den untermeerischen Vulkansockeln häufig hingewiesen worden.

Beimengungen gewöhnlicher Sedimente, auch wenn sie keine Fossilien führen, können bereits durch ihren petrographischen Charakter wertvolle Aufschlüsse über die Tiefenverhältnisse zur Zeit der Ablagerung geben. Sie lassen ferner Schlüsse über die Intensität der eruptiven Tätigkeit zu. Ist dieselbe sehr lebhaft, so überwiegt das vulkanische Material, das Sediment tritt stärker zurück. Vermehrte Sedimentation zeigt ein Abflauen oder gar Pausen in der vulkanischen Tätigkeit an.

So gewinnen die Mischungsverhältnisse zwischen vulkanischem und sedimentärem Material eine grosse Bedeutung für die Geschichte eines submarinen Vulkans.

Sedimentäre Einschaltungen in subaërisch abgelagerten Tuffen enthalten nicht selten Landfossilien, besonders Pflanzen. In diesen Fällen gewinnt man gleichfalls ein zuverlässiges Merkmal für die äusseren Bedingungen, unter denen die Ablagerung zustande gekommen ist. Ein derartiger Ausbruch hat sich dann auf dem Lande ereignet, falls die Möglichkeit einer Einschwemmung der Pflanzenreste aus nahegelegenen Landpartien ausgeschlossen werden kann.

4. Das von einem Vulkanschlot ausgeworfene lose Material fällt wieder um die Öffnung nieder und häuft sich dort zu periklinal gelagerten Tuffschichten an. Im allgemeinen ist die Neigung derartiger Tuffe um einen submarinen Vulkan kleiner als um einen subaërischen.

Alle diese Unterscheidungsmerkmale stützen sich auf den Lagerungsverband.

Weniger zuverlässig sind die Anzeichen, die man aus der Natur vulkanischer Produkte selbst herauslesen kann.

5. In der Beschaffenheit der massigen submarinen und subaërischen Laven besteht kein durchgreifender Unterschied. Schlackige Laven, lose und nicht zusammenbackende Schlacken können sich ebensogut unter Wasserbedeckung wie auf dem Lande bilden. Die auf dem Meeresboden geflossenen Ströme bieten ferner dieselben Stromoberflächenerscheinungen dar wie die der Tagesoberfläche. Die Berührung mit dem Wasser mag die glasige Erstarrung der äusseren Kruste beschleunigen. Da letztere ein schlechter Wärmeleiter ist, bleibt das Magma unter ihr länger flüssig und neigt daher mehr zu flächenhafter Ausbreitung. Es kommt noch hinzu, dass die Magmen, die auf dem Boden tiefer Meere durchbrechen, gewöhnlich heisser sind als Laven, die einen langen Förderkanal haben passieren müssen; sie sind daher leichter beweglich, es müssen in allen diesen Fällen grössere und breitere stromartige Decken entstehen. Der untermeerische Vulkan wächst schneller in die Breite als in die Höhe. Seine Grundfläche ist viel grösser.

Manche unzweifelhaft submarinen Laven sind ganz besonders schlackig. Man hat auch die Feststellung zu machen geglaubt, dass sie in besonderem Grade zur Mandelsteinstruktur neigen. Diese Struktur kommt dadurch zustande, dass die durch das Entweichen der Gase entstehenden Blasen- und Hohlräume sich nachträglich unter Mitwirkung

des Meerwassers mit Zeolithen und anderen hydratwasserhaltigen Mineralien anfüllen. Aber alle diese Merkmale sind nicht typisch, da Mandelsteinstrukturen und Zeolithneubildungen sich auf dem Lande unter der Wirkung des vadosen Wassers auch gelegentlich bilden und häufig genug beobachtet werden.

6. Was die Tuffe betrifft, so wird geltend gemacht, dass die untermeerisch abgesetzten gewöhnlich kompakter sind und meist einen höheren Grad der Homogenität aufweisen. Mercalli (3) gibt als Erkennungsmerkmal des marinen Tuffes die Verteilung der Aschen und Schlackenteilchen an, die sich sowohl horizontal als vertikal nur nach der Dichte und nicht nach ihrem Volumen bei der Ablagerung ordnen.

Bei dem subaërischen Vulkan nimmt allgemein die Korngrösse der lockeren Materialien mit der Entfernung vom Ausbruchszentrum ab. Eine derartige Saigerung fehlt den submarinen Ausbrüchen, da das stark aufgerührte Wasser es nicht zu einer solchen Siebung des Materials kommen lässt. (Schneider [4].)

Die submarinen Tuffe zeigen allgemein eine viel grössere flächenhafte Ausbreitung als die subaërischen, da das zerstiebte vulkanische Material im Wasser sehr viel länger in Schwebe bleibt und durch Strömungen über weite Strecken verfrachtet werden kann.

7. Die vulkanischen Bomben, welche unter Meeresbedeckung ausgeschleudert werden, lassen gedrehte, elliptische Formen stets vermissen, die durch die Drehbewegung in der Luft leicht entstehen, solange die Bombe sich noch in einem plastischen Zustand befindet. (Mercalli [3].)

Es ist im einzelnen Fall nicht immer leicht, die submarine Entstehung eines Stromes oder vulkanischer Tuffablagerungen festzustellen, zumal da typische Merkmale oft fehlen.

Die submarinen Vulkanbauten.

Die Dimensionen submariner Vulkane.

Die Dimensionen submariner Vulkane.

Der Inselvulkan, der sich unvermittelt aus den Tiefen des Ozeans erhebt, ist nur der sichtbare Gipfel des zum grössten Teil unter Wasser befindlichen Vulkansockels.

Einige Höhenzahlen mögen eine Vorstellung von den gewaltigen Dimensionen der untermeerischen Vulkane geben:

Höhendimensionen submariner Vulkane.

	Höhe über dem Meer	Tiefe des Meeres in der Nachbarschaft	Gesamthöhe d. Vulkanbaues
Maona Loa, Hawai	3982 m	2000—3000 Faden = 4000—6000 m	ca. 10 000 m
Savai, Samoa	1828 m	4000—6000 m	ca. 7 828 m
Alaid, Kurilen	2370 m	3000 m	ca. 5 370 m
Goenung Api, Bandasee bei Wetar	420 m (Nach Verbeek 275 m)	4940 m	5 360 m
Stromboli	900 m	2300 m	3 200 m

Zum Vergleich seien einige Höhen auf dem Lande gelegener Vulkanriesen zusammengestellt:

Höhen der grössten Landvulkane.

	Absolute Höhe	Relative Höhe
Llullaillaco ¹⁾ , Dep. Taltal, Chile	6600 m	1936 m über dem Portezuelo de Zorritas.
Illampu, Peru	6550 „	—
Illimani, Peru	6470 „	—
Chimborazo, Ecuador	6310 „	3200 m über der Ebene von Calpi.
Cotopaxi, Ecuador	5943 „	2800 m über der Ebene von Callo.
Kibo, Deutsch-Ostafrika	5888 „	Etwa 4728 m über Moschi.
Cayambe, Ecuador	5840 „	3000 m über der Talebene von Guachala.
Antisana, Ecuador	5776 „	1700 m über dem Westplateau.
Popocatepetel, Mexiko	5450 „	3500 m.
Mt. Sanford, Wrangellgruppe	4940 „	—
Kljutschewskaja Sopka, Kam- tschatka	4916 „	—
Mt. Rainier, U. S. A.	4327 „	—
Fujisan	3750 „	—
Aetna	3274 „	2900 m.

Die Vulkane auf dem Lande bleiben in ihren Dimensionen z. T. weit hinter den submarinen zurück.

Die Tiefe des vulkanischen Baues.

Es ist noch die Frage zu untersuchen, ob diese gewaltigen Vulkanbauten sich von dem Ozeangrund erheben oder auf untermeerischen Gebirgsrücken anderer Zusammensetzung aufsetzen.

Die Tiefe, bis zu welcher der vulkanische Bau reicht.

¹⁾ Dem Llullaillaco ist im Ozean der Atakamagraben mit — 7635 m vorgelagert; dieser Vertikalabstand von 14 km ist der grösste, der bisher auf der Erde festgestellt wurde.

Auf den Hawaiinseln, wie auf Samoa ist, abgesehen von dem Korallenkalk, bisher nicht die geringste Spur eines nicht jungvulkanischen Gesteins gefunden worden. Häufig lassen sich unter den Auswurfsprodukten des Vulkans losgerissene Stücke des anders gearteten Untergrundes in veränderter oder nicht veränderter Form nachweisen. Derartige Einschlüsse fehlen hier vollkommen, so dass man zu dem Schluss genötigt wird, die Vulkanbauten sind dem abyssischen Meeresboden unmittelbar aufgesetzt. Ganz anders liegen die Verhältnisse z. B. auf Viti Levu. Der kristalline Untergrund tritt noch zutage und ist nur durch den jungvulkanischen Andesit gekrönt. Eine Versenkung der Insel um einige hundert Meter würde die Kordillere im Untergrund den Blicken entziehen und könnte leicht zu einer Täuschung über den Umfang des vulkanischen Baues führen.

Auf den Kanaren lassen *Fuerteventura*, *Gomera* und *La Palma* (8) das Grundgebirge, über das sich die jüngeren vulkanischen Massen ausgebreitet haben, noch erkennen. Es sind Diabase und fossililere Tonschiefer von paläozoischem Habitus, die von v. Fritsch dort entdeckt worden sind. Auf Tenerife sind bisher in den Tuffen des *Val del Paso alto* und des *Barranco Almeida* Bruchstücke von zersetztem Gabbro gefunden worden, die man als Anzeichen des Untergrundes ansprechen könnte, obschon gerade der Gabbro bei dem vorherrschenden basaltischen Charakter der dortigen Lavaformationen noch kein Beweis für den andersgearteten Untergrund liefert. Wäre der Bau der Insel bis zum Grunde vulkanisch, so würde der Pic von Tenerife unter den Vulkanriesen der Erde etwa die dritte Stelle einnehmen. Da aber die randlich gelegenen Inseln des Archipels denselben Untergrund entblösst zeigen, ist er auch für die zentral gelegenen Inseln Tenerife und *Gran Canaria* anzunehmen.

Ein gewaltiger Vulkan ist die *Kljutschewskaja Sopka* in *Kamtschatka*, der sich 4916 m über das Meer erhebt. Der Halbinsel vorgelagert sind besonders grosse Ozeantiefen. Dürften wir seinen Bau bis in jene Tiefen annehmen, so würde dieser Vulkanriese selbst den *Maona Loa* in den Schatten stellen. Doch wir wissen über seinen Untergrund nichts. Spekulationen über seine Höhe haben daher nicht den geringsten Wert.

Der Böschungswinkel und die Form submariner Vulkane.

Der Böschung
submariner
Vulkane.

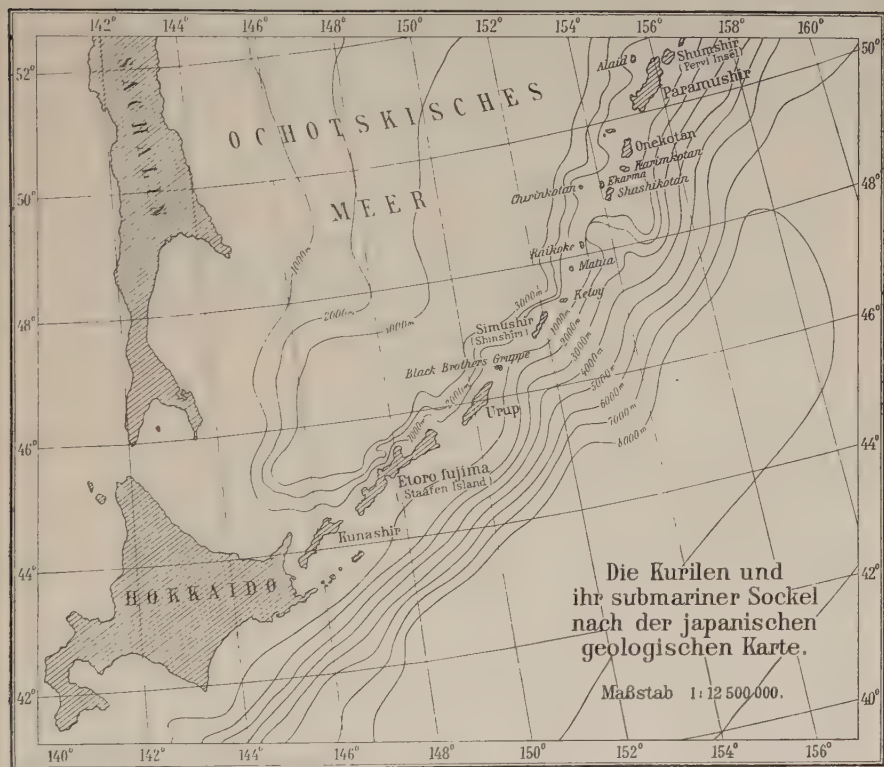
Die Kurilenvulkane bauen sich aus einem 3000 m tiefen Meere auf. Sie besitzen einen gemeinschaftlichen Sockel, der als bogenförmiger, gegen den pazifischen Ozean konvexer Streifen *Kamtschatka* mit *Hokkaido* verbindet. Vgl. die Karte Fig. 68.

Abgesehen von tertiären Sedimenten, die zwischen den vulkani-

schen Formationen eingeschaltet sind, oder sich ihnen anlagern, sind Spuren eines fremden Untergrundes bisher nicht bekannt geworden. So darf man vielleicht annehmen, dass der Rücken bis zum Grunde vulkanischer Entstehung ist.

Der Böschungswinkel dieses submarinen Rückens lässt sich aus der japanischen Karte zu durchschnittlich $2-3^{\circ}$ berechnen. Für Hawai

Fig. 68.



Die Kurilen und ihr submariner Sockel nach der japanischen geologischen Karte.

Maßstab 1 : 5 000 000.

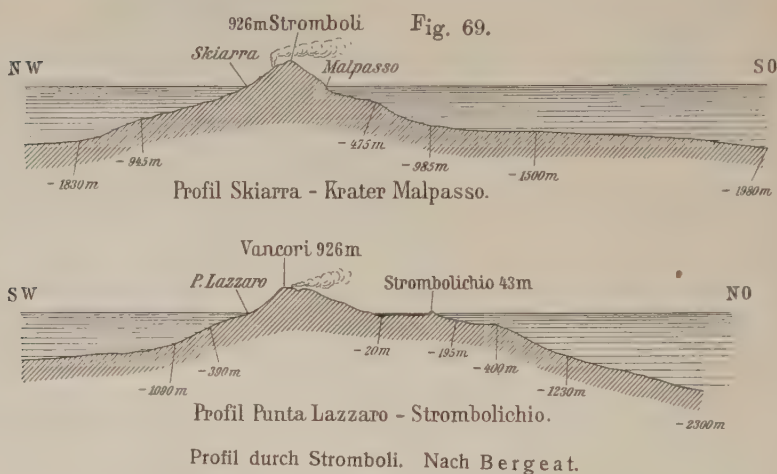
und Samoa ist die mittlere Gehängeneigung des untermeerischen Plateaus mit 5° schon zu hoch angegeben.

Eine Vorstellung von dem submarinen Sockel des Stromboli gewähren zwei Profile, die Bergeat (5) nach der französischen Admiralitätskarte entworfen hat. Bis zu Tiefen von 1300 und 1400 m lässt sich die Kegelform des Berges erkennen. Fig. 69.

Die ältesten Tuffe des Vulkans sind submariner Entstehung, sie zeigen eine gelbgraue Färbung und sind horizontal geschichtet. Bis zu 50 m Höhe steigen sie hinan und enthalten neben himssteinähnlichen

Auswürflingen auch dichte von eckiger, unregelmässiger Form und basaltischer Natur.

Die Tiefseelotung hat andererseits in vielen Fällen bei submarinen Vulkanen steile Böschungen ergeben. So fand man nach Krümmel (6) an St. Helena $38\frac{1}{2}^{\circ}$ — 40° , Tristan d'Acunha $33\frac{1}{2}^{\circ}$, St. Paul stellenweise 62° . Die hohen Werte bleiben allerdings auf die obersten 300 m unter dem Meere beschränkt, in grösserer Tiefe sind die Neigungen mässiger. Wie aus den Tabellen S. 284 ff. zu ersehen ist, ist die Gestalt der vulkanischen Berge in der Tiefe des Ozeans eine mannigfache. Tafelberge, ein- und mehrgipfelige Kuppen, steil oder flach gewölbt, sowie typische Kegelberge sind auf dem Wege der Lotung erwiesen worden. Die vul-



kanische Natur geht aus der isolierten Lage der Gipfel, die zu beträchtlicher Höhe über den Meeresboden emporwachsen können, hervor. Wir kennen keinen anderen Vorgang, der isolierte Berge von grosser Höhe schaffen kann, als den Vulkanismus. Die vulkanische Natur wird überdies durch heraufgebrachte Grundproben bestätigt.

Aus dieser Übereinstimmung der Formen darf man schliessen, dass die submarinen Vulkanbauten morphologisch sehr wenig von den subaërischen verschieden sind. Dieselben Vulkantypen, die auf dem Lande auftreten, sind auch unter dem Meere möglich.

Das Volumen submariner Vulkane.

Es sind ganz gewaltige Massen eruptiven Materials, die unter der Meeresbedeckung zur Ablagerung gelangen können.

Die Hawaiiinseln liegen 620 km auseinander. Die Basaltformationen unter dem Meere besitzen allein eine Mächtigkeit von 6000 m,

für die von ihnen bedeckte Bodenfläche mag wenigstens eine Breite von 200 km angenommen werden. Diese Daten, die der Arbeit von Friedländer (7) entnommen sind, gewähren eine Vorstellung von dem Umfang dieser Basaltpanzerung. Schneider findet für das Volumen von Hawai mit seinem unter dem Meere befindlichen Sockel 400 000 km³. Gagel (8) berechnet die über dem Meere sichtbare Masse der Insel Tenerife zu 2090 km³, indem er die aus dem Hohlraum des Kanadazirkus entfernte Masse hinzufügte. Dieselbe ist nur ein Bruchteil der ganzen Masse des Vulkans.

Es ist klar, dass derartige Anhäufungen vulkanischen Materials zu ihrem Aufbau sehr langer Zeiträume benötigen. Der Unterbau unserer heutigen Inselvulkane reicht sicherlich in fast allen Fällen bis in die Tertiärzeit zurück und zwar sehr häufig bis in das früheste Tertiär, wenn nicht gar in das Mesozoikum, wie die Einschaltung fossilführender Tuffe beweist.

Das Höhenwachstum submariner Vulkane und die dabei wirksamen Faktoren.

Die untermeerischen Vulkane wachsen durch Aufschüttung und Ausfliessen der Lava allmählich in die Höhe. Die Erhöhung des Sockels geht selbst in den Ruhepausen durch die normale Sedimentation weiter. Wenn dieselbe auch in den abyssischen Tiefen gewöhnlich ausserordentlich gering ist, so kann sie im flacheren Meer doch die Erhöhung wesentlich beschleunigen.

Ursachen der grossen Mächtigkeit submariner Vulkanformationen. Lange Zeiträume.

Ein weiterer Umstand kommt der grossen Anhäufung vulkanischen Materials unter dem Meere sehr zustatten, nämlich das Fehlen jeglicher nennenswerter Abtragung.

Auf dem Lande unterliegt das aufgeschüttete eruptive Material sofort der Zerstörung durch das fliessende Wasser. Was der Vulkanismus aufbaut, trachtet das Wasser wieder einzuebnen. Beide Kräfte liegen miteinander in stetem Kampf, aus dem schliesslich die ausgleichende Erosionstätigkeit des fliessenden Wassers als Sieger hervorgehen muss. Dieser Kampf fällt in den Tiefen des Ozeans fort. Was hier zur Ablagerung gelangt, bleibt liegen, da die Meeresströmung keinen merklichen Zerstörungseffekt, zumal auf festes Gestein, hervorzubringen instande ist.

Fehlen der Abtragung.

Die Brandungswoge, der eine ganz andere abtragende Energie innewohnt, rührt Tiefen von mehr als 200 m nicht mehr auf. Bereits 50 m unter der Oberfläche ist ihre zerstörende Wirkung sehr gering. So kann der submarine Vulkan seine Lavaströme ergiessen und seine lockeren Aschen ungestört bis nahe zur Meeresoberfläche aufschütten und ganz allmählich seinen Bau auftürmen.

Die Wirkungszone der Brandungswoge.

Entstehung
neuer Inseln
durch vulkani-
sche Aufschüt-
tung.

Die Überwindung der letzten 200 bis 50 m bereitet auch hier wieder die grössten Schwierigkeiten. Die vulkanischen Kräfte müssen sich schon recht intensiv äussern, wollen sie im Kampf mit der Brandungswoge den schliesslichen Sieg davontragen. Neue vulkanische Inseln sind in historischer Zeit in grosser Zahl entstanden. Sie alle haben mit wenigen Ausnahmen nur eine kurze Lebensdauer gehabt. Die Welle des Ozeans hat sie wieder fortgefegt.

So entstand im Frühsommer 1783 30 Meilen von Cap Reykjanes, Island, durch einen untermeerischen Ausbruch eine neue Insel, die schon nach einem Jahr wieder verschwunden war. Das gleiche Ereignis wiederholte sich in dieser Gegend 1884.

In der Nähe der Azoreninsel San Miguel weiss die Chronik von wiederholten untermeerischen Ausbrüchen zu erzählen, die ihre Auswurfsprodukte bis über das Meer aufhäuferten und dann wieder zerstört wurden, so in den Jahren 1638, 1691, 1720. 1812 bildete sich eine Insel von etwa anderthalb Kilometer Umfang und einer Erhebung über See von 46 m. Sie wurde von Kapitän Tillard Sabrina getauft und für die britische Regierung in Besitz genommen. Auch sie verschwand nach wenigen Jahren.

Am bekanntesten in der Geschichte untermeerischer Ausbrüche ist die Entstehung einer Insel zwischen Sizilien und Afrika im Jahre 1831, die gleich ein halbes Dutzend Namen erhielt, wie Ferdinanda, Corrao, Nerita, Graham-Insel, Hotham-Insel, Isola Julia, Isola di Fernando II. Man hegte damals die Befürchtung, es könne sich über Pantelleria eine Landbrücke von Sizilien nach Afrika bilden. Auch diese Insel verschwand wieder. 1891 fand in der Nähe von Pantelleria abermals ein submariner Ausbruch statt, ohne jedoch bleibende Spuren zu hinterlassen.

In grösserer Anzahl liegen die Nachrichten von neuentstandenen Inseln aus dem Gebiet des Stillen Ozeans vor. Aus allerneuester Zeit schildert ein Bericht von Wakimizu (9) das Emportachen einer Insel drei Seemeilen NO. von San Augustin südlich von Sulphur Island (Iwo-jima). Am 14. Nov. 1904 vernahm man die ersten Explosionen, am 5. Dez. tauchte das Eiland aus den Fluten empor und hatte im Februar 1905 bereits einen Umfang von 5 km und eine Höhe von 15 m. Im Juni war bereits von der ganzen Insel nur noch eine 3 m hohe Klippe übrig, die inzwischen der Brandungswoge gleichfalls zum Opfer gefallen sein mag. Diese Beispiele mögen genügen, um zu zeigen, wie schnell zerstörend die Meereswelle arbeitet.

Allein es sind aus historischer Zeit auch Fälle bekannt, wo eine durch untermeerische Ausbrüche neu entstandene Insel sich dauernd zu behaupten vermochte.

Bisher ist das Auftauchen submariner Vulkane über den Meeresspiegel nur durch die Anhäufung vulkanischer Produkte erklärt worden. Es gibt aber noch andere Ursachen, die mit den vulkanischen Erscheinungen direkt nichts zu tun haben, nämlich vertikale tektonische Bewegungen des Untergrundes.

Tektonische Bewegungen des Bodens als Ursache des Empor-tauchens submariner Vulkane.

Wenn zum Beispiel auf den Bonininseln eozäne Tuffe mit Nummuliten über dem Meere anstehen, so beweist dieses Vorkommen, dass der vulkanische Untergrund nachträglich ganz beträchtliche Hebungen erfahren hat. Sehr viele rezente Vulkane bauen sich über einem submarinen Sockel auf, der heute zum Teil über dem Meere sich befindet.

Auf Thera, Santorin, im Untergrund des Aetna, auf Tenerife und an zahlreichen anderen Vulkanen beobachtet man submarine vulkanische Laven und Tuffe in gehobener Lagerung.

Vielfach macht die aufwärts gerichtete Bewegung einer Versenkung Platz und subaërisch ergossene Laven gelangen unter den Meeresspiegel. Derartige Oszillationen sind in allen Eruptivgebieten eine überaus verbreitete Erscheinung.

Oszillatorische Bewegungen des Untergrundes.

Sehr lehrreich ist in dieser Hinsicht die Kanareninsel La Palma (8). Sie besitzt eine 7 km grosse Caldera, welche durch den Gran Barranco de las Angustias gegen Westen entwässert wird. Die jungvulkanischen Bildungen der Kanaren bauen sich über einem älteren, zum grössten Teil auch vulkanischen Untergrund auf. Dieser grosse Barranco schneidet die jüngere Lavaformation sowie den älteren Untergrund an, ist demnach der Hauptsache nach jüngerer Entstehung. Die obere Kante des Diabasuntergrundes ist eine alte Erosionslandschaft mit reifen Tälern. Die Caldera wie der Barranco sind nach Gagel in ihrer Anlage bereits vor Ablagerung der jüngeren Lavaformation vorhanden gewesen. In dem Barranco sind sehr interessante Konglomerate und Gerölllagen zum Absatz gekommen, die auch miozäne marine Fossilien führen und mit Laven wechsellagern. Bis 360 m Höhe reichen sie hinauf und lehren, dass dieser Cañon, nachdem er subaërisch erodiert war, 360 m tief unter den Meeresspiegel versenkt worden ist. Dieses Ereignis ist in die Miozänzeit zu verlegen. Darauf trat eine abermalige Hebung ein. In die miozänen Konglomerate, welche den alten Barranco ausfüllten, wurde ein neuer 250 m tief eingeschnitten. Mit dieser Feststellung ist das Alter der jungen Lavaformation der kanarischen Inseln nach unten als prämiozän wahrscheinlich frühtertiär abgegrenzt. Auf Madeira kann man marine miozäne Sedimente bis in 460 m Höhe beobachten.

La Palma.

Das bekannteste Beispiel einer Hebung auf vulkanischem Boden ist der Serapistempel bei Pozzuoli (Fig. 70) in der Gegend von Neapel, der in der Geschichte der Geologie eine so grosse Rolle gespielt hat.

Serapistempel bei Pozzuoli.

Dieses Gebäude aus der römischen Kaiserzeit ist nach Deecke (10) sehr wahrscheinlich ein Thermalbad gewesen, andere deuten es als Markthalle oder Schlachthaus. Seine Cipollinsäulen sind von Bohrmuscheln, *Lithodomus dactylus*, angebohrt worden und zwar befindet sich die obere Kante der Bohrspuren heute 5,70 m über dem Tyrrhenischen Meer. Die Ruine ist im Laufe der Zeit bis 2 m unter den Meeresspiegel gesunken und dann wieder bis zur gegenwärtigen Höhe gehoben worden. Dieses letzte Ereignis mag recht wohl mit der Entstehung des Monte Nuovo im Jahre 1538 in Verbindung zu bringen sein.

Fig. 70.



Serapistempel bei Pozzuoli.

Die Ruine liegt heute immer noch tiefer als zur Zeit ihrer Erbauung. Auf Palmarolo, pontinische Inseln, ist nach H. Emmons (N. Jahrb. f. Min. 1892 II. S. 83) in den Jahren 1822—1875 eine nach aufwärts gerichtete ungewöhnlich bedeutende Bewegung zu erkennen. Ihr Ausmass soll seit dieser Zeit 64 m betragen haben, das wäre im Durchschnitt 1 m im Jahr. Bekannt ist ferner die ruckweise Bewegung der Küste von Torre del Greco infolge der Vesuveruption vom Jahre 1861. Auch hier betrug die Hebung 1 m. Es folgt dann allerdings wieder eine Senkung. Es lassen sich leicht noch weitere Beispiele heranziehen.

Oszillatorische Bodenbewegungen, die in kürzeren Perioden ihr Vorzeichen wechseln, wie in den soeben beschriebenen Fällen, die zudem nur eine lokale Ausdehnung haben, sind nicht tektonischer Natur. Sie stehen vielmehr in engem Zusammenhang mit dem vulkanischen Phänomen selbst. In der lakkolithischen Intrusion ist ein Vorgang geschildert worden, der durch vulkanische Massenzufuhr unter der Kruste imstande ist, vertikale Bewegungen des Bodens nach oben auszulösen, also Hebungen zu bewirken. Die enge Verknüpfung der Intrusions- und Extrusionserscheinungen soll in einem der folgenden Kapitel ausführlicher behandelt werden.

Ursachen der
oszillatori-
schen Boden-
bewegung.

Senkungen des vulkanischen Untergrundes sind umgekehrt durch Massenverluste erklärbar, die als Folgeerscheinungen grosser Ausbrüche auftreten müssen. Durch sie werden grosse Mengen vulkanischen Materials von innen nach aussen bewegt. Diese Verschiebungen haben ein Nachsacken des Bodens zur Folge.

Der innere Bau submariner Vulkane.

Der innere Bau eines submarinen Vulkans kann nur an nachträglich gehobenen Partien studiert werden, die dann meist auch ein höheres geologisches Alter besitzen.

1. Ablagerungen vulkanischer Natur im tieferen Meere.

Der Fall, dass jüngere vulkanische Ablagerungen, die in abyssischen Meerestiefen zum Absatz gelangt sind, über Meere aufgeschlossen sind, gelangt kaum zur Beobachtung, setzt er doch vertikale Bewegungen von gewaltigem Ausmass voraus.

Der innere Bau
submariner
Vulkane.

Ablagerungen
vulkanischer
Natur im tiefe-
ren Meere.

Eine besonders günstige Gelegenheit zum Studium der vulkanischen Erscheinungen der tieferen Meere bieten die Bonininseln der japanischen Ogasawaragruppe, die von Yoshiwara (11) geologisch und von Kikuchi (12) und Petersen (13) petrographisch untersucht worden sind.

Bonininseln.

Die Laven gehören petrographisch zu den Andesiten. In den Tuffen finden sich zahlreiche Nummuliten. Bestimmt wurden Nummulites baguelensis Verbeek und Nummulites javanus Verbeek, ferner Zweischaler und Schnecken. Damit bestimmt sich das Alter der Tuffe als eozän. Miozäne fossilführende Korallenkalke liegen darüber.

Diese Tuffe sind demnach sicher submariner Natur und zwar Absätze im tieferen Wasser. Auf Anejima (Perry Island) schalten sich zwischen die Tuffe Andesitströme mit prismatischer Absonderung ein. In den reichlich vorhandenen Hohlräumen haben sich Chalzedon, Kalkspat, Heulandit, Apophyllit, Analzim, Chabasit angesiedelt. Petrographisch entspricht die Lava den Hypersthenandesiten Japans.

Zwischen den Tuffen erscheinen ferner Agglomerate von vulkanischen Kugeln (Pebbles), die von Tuffmaterialien zementiert sind. Die Substanz der „Pebbles“ ist ein basisches, dunkles Pechsteinglas, das Petersen als Boninit beschrieben hat und das von Rosenbusch in die lamprophyrischen Ergussgesteine (vgl. Tabelle S. 137) einrangierte wurde. Einsprenglinge von Olivin, Bronzit, Augit ($c:c = 40^\circ$), gelegentlich auch Anorthit, sind nachweisbar. Kikuchis Auffassung der Gesteine trifft wohl das Richtige, dass diese Gläser gewöhnliche japanische Anorthitbasalte oder richtiger Hypersthenaugitandesite sind, deren Kristallisation im Anfangsstadium durch die glasige Erstarrung unterbrochen

wurde und zwar nach der Ausscheidung der ersten Olivine oder Augite oder gar im Anfang der Anorthitkristallisation. Ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung beweist die Zusammengehörigkeit beider Gesteine.

	1.	2.
SiO ₂	= 49,77	53,18
Al ₂ O ₃	= 20,57	16,18
Fe ₂ O ₃	= 6,06	10,30
FeO	= 5,11	
MnO	= 0,20	—
MgO	= 5,00	6,72
CaO	= 10,37	10,12
Na ₂ O	= 1,08	1,85
K ₂ O	= 0,84	0,35
P ₂ O ₅	= 0,16	—
H ₂ O	= 0,73	1,65
Summa	= 99,89	100,35
Spez. Gew.	= 2,642	2,725

1. Anorthitbasalt, Fuji. Anal. Hida. Wada Trans. Seism. Soc. Jap. Vol. IV. 1882. S. 33.

2. Augitandesitpechstein (sog. Boninit, Petersen), Kurose, Ototoshima, Bonin-inseln. Anal. Fukuda. Y. Kikuchi. Journ. Coll. Science Jap. Vol. III. Tokyo 1890. S. 73.

Die Andesitpechsteinbildung ist in diesem Fall sicherlich eine Folge der untermeerischen Entstehung, zumal da diese Bildung nur auf die „Pebbles“ beschränkt bleibt und nicht zu grösseren zusammenhängenden Massen geführt hat.

2. Submarine vulkanische Ablagerungen im flachen Meere sind auf der Insel Santorin durch Fouqué (14) und andere Forscher sehr genau studiert worden. Auf Thera stellen die ältesten Laven mit ihren Tuffen Produkte untermeerischer Ausbrüche dar. Es sind saure Gesteine der Hornblendeandesitfamilie, welche zumal im Süden der Insel in der Gegend von Akrotiri aufgeschlossen sind. Ihr Alter ist sicher postmiozän, da die Auffaltung des phyllitischen Untergrundes mit den miozänen gebirgsbildenden Bewegungen des Pindus und Parnass in Beziehung gebracht werden kann. Die im Tuff eingeschwemmten Fossilien bestimmen dasselbe noch näher als oberpliozän.

Die Bedingungen, unter denen die Aufschüttung der Tuffmassen vor sich ging, lassen sich durch folgende Tatsachen genau feststellen.

Die Tuffmassen von Akrotiri entstammen drei Ausbruchspunkten, die in der Nähe des Kap gleichen Namens, bei Lumaravi und Archelangelo zu suchen sind. Anfangs sind die Tuffbänke regelmässig ge-

Submarine
vulkanische
Ablagerungen
im flachen
Meere.
Santorin.

Fig. 71.

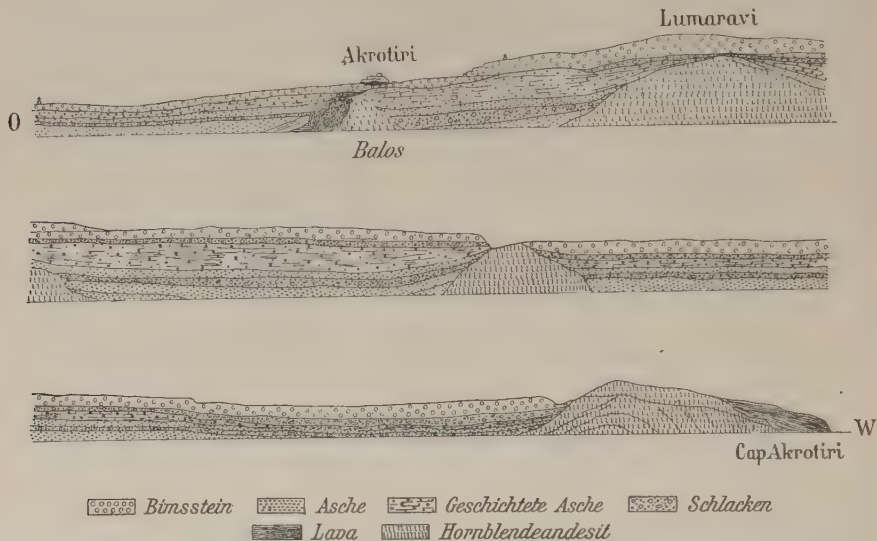


Geologisches Relief von Santorin, nach Fouqué. Nach einem Modell von Amadeo Aureli, Rom.

lagert. In den mittleren Partien geht die Schichtung fast ganz verloren, nach oben treten wieder Lagerungsverhältnisse ein, die den Ablagerungen

der vulkanischen Asche unter gewöhnlichen Verhältnissen gleichen. Die sanften Konturen des Reliefs, Spuren von Wellenfurchen, die deutliche Schichtung zeigen an, dass das bewegte Meer eine Rolle gespielt haben muss, die Eruption also einer Tiefe angehört, die von der Meereswoge aufgerührt wird. Wiederum sind die Tuffanhäufungen nicht über den Meeresspiegel hinausgewachsen, denn es fehlt ihnen der doppelte Böschungswinkel, die steilere Neigung nach dem Inneren des Kraters und die sanftere nach aussen.

Fig. 72.



Profil durch den submarinen Teil der Insel Thera, Santorin. Nach Fouqué.

Fig. 72 gibt ein Profil durch den submarinen Teil des Santorinvulkans von Akrotiri bis zum Kap Akrotiri nach Fouqué.

Die kompakten Laven besitzen zahlreiche perlitische Sprünge, sie sind z. T. säulig abgesondert, Erscheinungen, die auf schnelle Abkühlung durch die Berührung mit dem Meereswasser deuten. Die Lavaströme sind kurz und dick, da das Magma ziemlich sauer war und von vornherein nur einen geringen Grad der Beweglichkeit besessen hat.

Die Tuffe enthalten reichlich Beimengungen von Meeressand, abgerollte Quarzkörner. Der Ausbruch muss also eine starke Aufrührung des Untergrundes erzeugt haben.

Die auffälligste Erscheinung ist die starke chemische Zersetzung der Laven und besonders der Tuffe. Ihr Zement besteht aus wasserhaltigen Mineralien, vor allem Opal, Chalcedon und Zeolithen. Die Einwirkung des Meerwassers auf das heisse Gestein ist wegen der höheren

Temperatur und des Gehaltes an Säuren aus den vulkanischen Exhalationen eine sehr intensive gewesen und hat zu einer weitgehenden Silifizierung geführt. Die Färbung der Laven ist aus diesem Grunde heller als die der subaërischen, es herrschen graue Farbtöne vor. Amorphe Kieselsäure hat weitgehend die ursprünglichen Bestandteile verdrängt.

Diese echten, ungeschichteten oder flach einfallenden submarinen Tuffe sind primär unter dem Meere zur Ablagerung gelangt. Dieselben können auch sekundärer Entstehung sein. Fouqué weist für diesen Fall auf die Azoren hin. Auch hier haben submarine Ausbruchspunkte ihre Aschen ausgeschleudert, die ringförmigen Tuffanhäufungen haben die Meeresoberfläche erreicht und dann einen subaërischen Bau mit dem typisch steileren Einfallen nach dem Kraterinneren und dem flacheren nach aussen aufgeschüttet. Nun ist die ringförmige Umwallung gewöhnlich nicht überall geschlossen, durch die Lücken dringt die Meereswoge ein und unterspült den inneren Hang. So werden die subaërischen Tuffe zu submarinen umgelagert. Sie vermischen sich mit marinen Organismen und gewähren so ziemlich das gleiche Bild wie im vorhergehenden Falle, nur dass die Tuffe ursprünglich subaërischer Entstehung, später submarin umgearbeitet sind, sich also auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Ein anderes, besser bekanntes Gebiet ist die Bucht von Neapel. Die Ausbrüche der phlegräischen Felder begannen zur Zeit des Pleistozän untermeerisch. Das älteste Produkt ist der sogenannte „Piperno“, ein Augittrachyttuff von poröser, flammigstreifiger Beschaffenheit. Er ist an den inneren Hängen des Pipernokraters unterhalb des Klosters Camaldoli aufgeschlossen. Darüber liegt die von Johnston-Lavis (15) als „Museumsbreccie“ bezeichnete vielseitige Breccie, die aus Bruchstücken von Trachyten, Leuzitophyren, Gläsern und Bimssteinen bunt zusammengewürfelt ist.

Bucht von
Neapel.

Dieser selbige Horizont ist als grauer Augittrachyttuff über ganz Kampanien verbreitet. Es scheint dieser Tuff sehr wahrscheinlich gleichfalls dem Pipernokrater zu entstammen. Man kann sich seine Entstehung durch eine ähnliche submarine Explosion vorstellen, wie sie sich bei dem berühmten Krakatau-Ausbruch vor den Augen der Menschen abgespielt hat. Der nächsten jüngeren Eruptionsphase gehört der gelbe Tuff von Neapel und Pozzuoli, der sogenannte „Pozzuolan“, an, ebenfalls ein Augittrachyttuff. Er entstammt submarinen Ausbrüchen, wenn er auch nicht notwendig unter dem Meere abgelagert zu sein braucht.

Heute zeigt die Lotung in der Bucht von Neapel eine Reihe abgestumpfter, kegelförmiger Untiefen 40—80 m unter See, sogenannte „Secche“. Es sind das untermeerische Ausbruchsöffnungen, deren Kegel

von der Welle, soweit ihre Wirkung reicht, zerstört sind und deren Krateröffnungen durch Tuffmassen verschüttet sind.

Untergrund
des Ätna.

Auch der Untergrund des Aetna (16—17) ist submariner Entstehung. Dieser grosse Vulkan ist sehr jugendlichen Alters; Ende Pliozän, Anfang Quartär begann er seine Tätigkeit. Die Palagonittuffe von Kap Schiso bis zur Südspitze von Sizilien sind das Resultat untermeerischer Explosionen, deren Zentren auf verschiedene Stellen der katanischen Bucht verteilt waren. Sie haben den Palagonit und Palagonittuff geliefert, dessen wahre Natur erst von Rosenbusch richtig erkannt worden ist, nachdem bereits Sartorius von Waltershausen auf die untermeerische Entstehung hingewiesen hatte, während Bunsen eine Reaktion glühender Augitlaven auf Kalk zur Erklärung anzunehmen geneigt war. Der Palagonittuff besteht aus Lapilli von Basaltglas, das eine hydrochemische Umbildung erfahren und auf diesem Wege das verkittende Zement selbst erzeugt hat. Die ursprünglich wasserfreien Lapilli zeigen u. d. M. rundlich elliptische, unregelmässig eckige, oft konkav bogenförmige Durchschnitte. Diese lederbraune Glassubstanz, die als besonderes Mineral angesprochen und Sideromelan genannt wurde, ist von heller gefärbten Banden umgeben, die sekundär aus dem ursprünglichen Glas hervorgegangen sind und zusammen mit Zeolithen und Kalkspat nun die Bestandteile verkitten. Neben den Lapilli treten die Bestandteile des Basalts, Olivin, Augit und Plagioklas in losen Kristallen auf und vermitteln so die Übergänge zu normalen Basalttuffen.

Auch hier tritt wieder als hervorstechendstes Merkmal der untermeerischen Entstehung die weitgehende hydrochemische Umwandlung in den Vordergrund. Die Tuffe sind gewöhnlich flach gelagert.

Diese Beispiele, die den klassischen Vulkangebieten Europas entnommen sind, mögen genügen, eine Vorstellung von dem Bau der untermeerischen Vulkane zu entwerfen. Die Tuffe sind gewöhnlich flacher gelagert. Berge von Kegelformen können sich, falls das Eruptionszentrum konstant bleibt, bis zu grosser Höhe auch unter Wasser aufschütten; selbst der Böschungswinkel ist nicht immer klein. Feste Laven wechseln auch hier mit Tuffen. Sehr wesentlich sind die Unterschiede den subärischen Bauten gegenüber nicht.

Vulkanische
Ablagerungen
aus abys-
sischen Tiefen.

3. Die Teile der unterseeischen Vulkansockel, in die man bisher Einblicke hat gewinnen können, gehören der oberen Meereszone an. Die abysischen Tiefen über 4000 m bleiben dagegen vollständig verhüllt. Und doch scheint es fast, als wenn durch die ausserordentlichen vertikalen tektonischen Bewegungen, die mit der Alpenfaltung verbunden waren, zusammen mit abysischen Sedimenten des Ozeans Spuren des Tiefsee-Vulkanismus zum Aufschluss gelangt sind.

Steinmann (18) hat die Beobachtung gemacht, dass innerhalb der rhätischen Decke in den Westalpen, die aus der Tiefseezone der alpinen Synklinale stammt, mesozoische Sedimente oberjurassischen und untercretacäischen Alters als abyssische Fazies in Form von Radiolariten, Tiefseetonen und Radiolaritkalken entwickelt sind.

Zusammenhang der ophiolithischen Gesteine mit typischen Tiefseesedimenten.

Mit diesen Tiefseeabsätzen zusammen kommen dort ophiolitische Eruptivgesteine vor. Sie sind sicherlich nicht autochthon, sondern passiv mit der Überschiebungsdecke verfrachtet worden. Leider hat man nur wenig sichere Anhaltspunkte über ihr Alter und Verhältnis zu den obigen Sedimenten. Die Altersbestimmungen schwanken zwischen Trias und Oligozän. Steinmann hält sie für jünger und fasst sie als Intrusivgesteine auf, ohne jedoch ihre eventuelle Effusivnatur ganz in Abrede zu stellen. Die Verknüpfung der Radiolite mit diesem basischen Eruptivgestein findet man auch anderwärts auf der Erde, so dass dieses Zusammentreffen kein zufälliges sein kann.

Diese ophiolithischen Gesteine besitzen gewisse petrographische Eigenarten. Die italienischen Geologen nennen sie „pietre verdi“, Suess (19) hat sie unter dem Sammelnamen „grüne Gesteine“ zusammengefasst. Es sind Eruptivgesteine von diabas- und peridotitartigem Charakter. Auch die Lherzolithe zählt man dazu. Sie zeichnen sich durch weitgehende hydrochemische Umwandlungen aus, die namentlich die Olivine und rhombischen Augite in Serpentin übergeführt haben.

In diesem Zusammenhang darf vielleicht die Frage aufgeworfen werden, ob die Lagergangnatur dieser Gesteine wirklich über jeden Zweifel erhaben ist, oder ob man es hier nicht z. T. mit pelagischen Effusivgesteinen zu tun hat? Es ist jedenfalls zu erwarten, dass die hydrochemische Umwandlung sehr tiefer, submariner vulkanischer Produkte wegen des grösseren Wasserdruckes eine viel energischere sein muss. Eine Entscheidung kann allein die genaue Feststellung der Lagerungsverhältnisse bringen, die durch dynamometamorphe Umwandlung z. T. allerdings verwischt sind.

Will man aus der geologischen Vergangenheit nach Beispielen gut aufgeschlossener, submariner Eruptionen suchen, so muss man in Deutschland bis zur Devonzeit zurückgehen.

Die devonischen submarinen Vulkanformationen.

Im Gebiet der Lahn und Dill sind devonische Eruptivgesteine weit verbreitet.

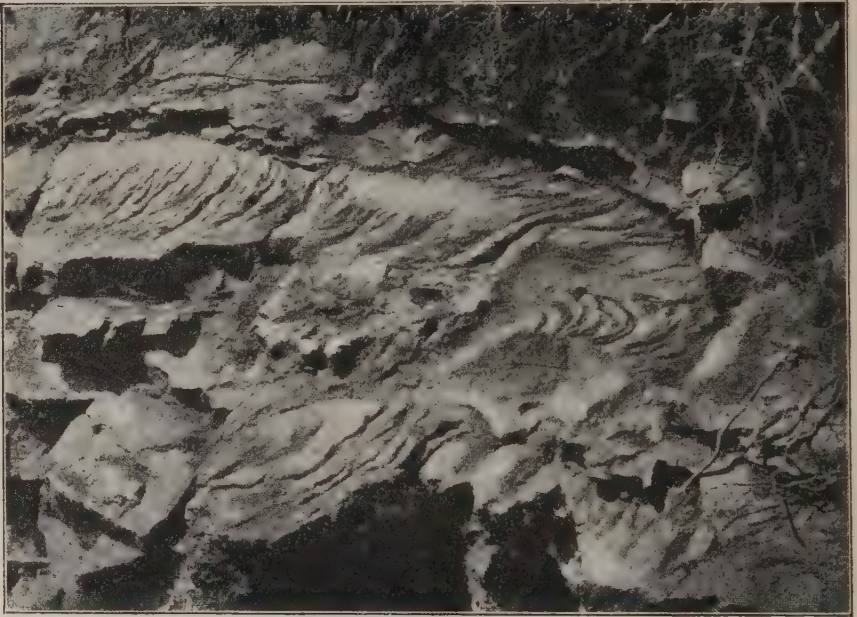
Es lassen sich nach den Untersuchungen von Kaiser (20), R. Brauns (21) u. a. zwei zeitlich und magmatisch verschiedene Eruptionsperioden scheiden.

Die erste gehört dem obersten Mitteldevon an und hat atlantische Laven von essexitisch-thermalithischem Charakter geliefert.

Die zweite beschliesst das Oberdevon. Zum Erguss sind Gesteine normaler gabbroider Magmen gelangt. Sie bilden die sogenannten Deckdiabase. Diese Bezeichnung ist eine rein stratigraphische, sie will den Diabas lediglich als Deckhorizont des Devons kennzeichnen und hat mit seiner deckenförmigen Lagerungsform nichts zu tun.

Die mitteldevonischen Effusivgesteine sind sicher untermeerischer Entstehung. Nicht mit derselben Sicherheit lässt sich dasselbe von den Deckdiabasen stratigraphisch erweisen, doch ist es sehr wahrscheinlich, und eine Reihe anderer Merkmale sprechen dafür.

Fig. 73.



Oberfläche eines Lavastromes von Deckdiabas (Stricklava). Oberscheld bei Dillenburg.
Nach R. Brauns.

Die mitteldevonischen Diabase sind porphyrisch dichte oder blasige Gesteine, an der Oberfläche öfters glasig erstarrt. Sie treten in Begleitung von Schalsteinen und Bombenhauferken auf.

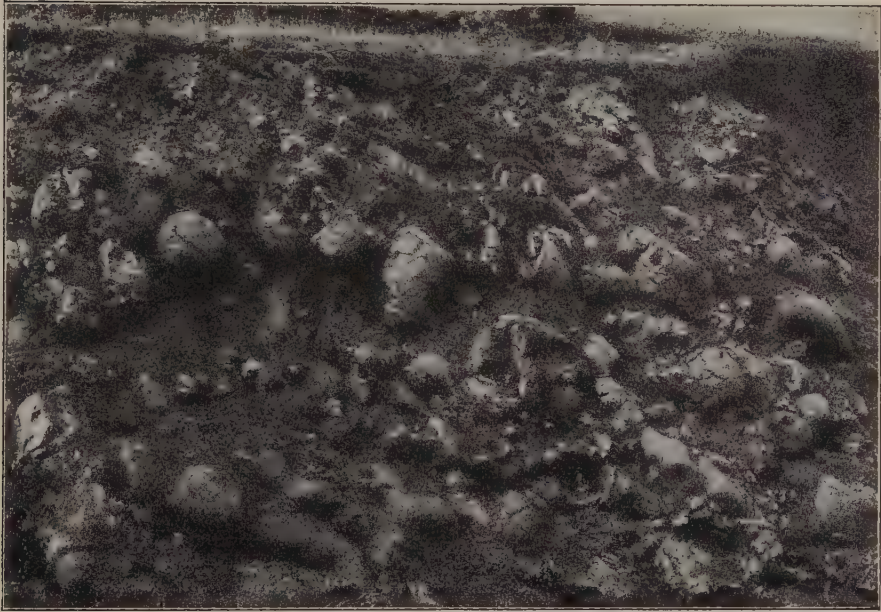
Die Eruption der sogenannten Deckdiabase wurde Ende Oberdevon nach Brauns durch heftige Gasexplosionen eingeleitet, dann wurden glasreiche Aschen gefördert, die sich mit dem fein zerstiebt Kalk innig zu den jetzigen Schalsteinen mengten.

Das ist ein ausgesprochenes Merkmal der untermeerischen Entstehung. In der Nähe der Ausbruchsstellen häuften sich grosse Bomben,

schliesslich brachen die Laven selbst hervor und breiteten sich stromartig aus. Gelegentlich ist die Stromoberfläche in vorzüglicher Weise erhalten und zeigt die Erscheinung der Fladen oder Stricklava moderner Ströme, oder die Oberfläche ist wulstig. Fig. 73 stellt eine Oberflächenpartie des Deckdiabases von Oberscheld bei Dillenburg mit typischer Stricklava nach R. Brauns (21) dar.

Eine andere besondere Erscheinung, die vielleicht nach Reuning (22) in der submarinen Art der Entstehung ihre Erklärung findet, bieten die Kugeldiabase dar, eine Art der Stromoberfläche, die

Fig. 74.



Deckdiabas mit Stromoberfläche. Niederscheld bei Dillenburg. Nach R. Brauns.

mit der Wulstenlava zusammen beobachtet wird. Brauns beschreibt dieselbe folgendermassen:

„In der Regel besteht die Oberfläche aus dicken Wulsten, aus denen grosse und kleine, mit dem Gestein fest verwachsene Kugeln hervorragen. Ihr Durchmesser beträgt bis über 50 cm, sie sind dicht nebeneinander gepackt, durch kurzen, dicken Hals mit dem Gestein verwachsen, ihre freie Seite ist verhältnismässig glatt. Ihr Inneres ist oft von radialen, von der Mitte nach aussen verlaufenden Rissen durchzogen, die oft von Kalkspath ausgefüllt sind, wodurch die Speichenstruktur besonders deutlich hervortritt.“

Die Abbildung Fig. 74 der Stromoberfläche des Deckdiabas von

Niederscheld bei Dillenburg, welche einem Aufsatz von R. Brauns: Junge und alte Vulkane in Deutschland, (Aus der Natur, Leipzig 1907, II. Jahrgang, Heft 20), entnommen ist, zeigt diese Kugeln.

Auch die Schalsteine zeigen kugelige Diabasbomben mit glasiger Rinde, verkittet durch ein Zement, das reich an kohlensaurem Kalk und Zeolithen ist. Man hat diese Lager als Diabaskonglomerate bezeichnet, doch haben diese Bomben mit Geröllen nichts zu tun. Das Gleiche gilt für die Porphyrkugeln der Porphyrkonglomerate der Bozener Gegend, für welche ich gleichfalls eine untermeerische Entstehung nachzuweisen versucht habe. Die Pebbles der submarinen Tuffe der Bonininseln sind die selbe Erscheinung.

Auch der Deckdiabas zeigt Spuren tiefer hydrochemischer Umwandlung, indem seine primären Mineralausscheidungen durch kohlen-sauren Kalk ersetzt sind.

Zusammen-
fassung.

Es ist nicht viel, was wir über den inneren Bau submariner Vulkane wissen. Sie bilden unterseeische Rücken, Dome und Kegel. So weit die Wirkung der Brandungswoge gegen die Tiefe reicht, werden die Baue eingeebnet. Lockeres Material häuft sich mit sanfteren Böschungen an.

Lavaströme und Tuffschichten wechsellagern wie auf dem Festland.

Sieht man von den Sonderheiten ab, die die Berührung mit dem Wasser schafft, so bietet der untermeerische Vulkan dasselbe Bild wie der subaërische.

Die verschiedenen Vulkantypen des Landes sind, da sie nur von der Beschaffenheit und dem Zustande des Magmas abhängen, auch submarin möglich. Vor allem ist die Art, in der das Magma die Kruste durchbricht und zur Oberfläche gelangt, in beiden Fällen die gleiche. Sie bedarf demnach an dieser Stelle keiner besonderen Betrachtung und wird später ausführlicher zu behandeln sein.

Verteilung der submarinen Vulkane.

Verteilung der
submarinen
Vulkane.

Submarine Vulkane und Inselvulkane sind, wie oben gezeigt wurde, nicht voneinander zu trennen, da jeder untermeerische Vulkan in einen Inselvulkan übergeht, sobald sein Bau über den Meeresspiegel hinausgewachsen ist.

Durch die Art, wie die Vulkane sich gruppieren, lassen sich zwei grundverschiedene Typen unterscheiden.

Pazifischer
Typ.

1. Der pazifische Typ.

Wie die Perlen einer Schnur aneinandergereiht, folgt ein Inselvulkan dem anderen; es bilden sich auf diese Weise guirlandenartige Insel-

kränze um den Kontinent, die stets dem Ozean die konvexe Seite zukehren. Dem Bogen sind die grössten Ozeantiefen vorgelagert. Suess nennt sie „Vortiefen“, Supan „Gräben“.

Die ostasiatischen Inselkränze sind das markanteste Beispiel. Die Erscheinung bleibt jedoch nicht auf die Umrandung des pazifischen Ozeans beschränkt. Im Atlantischen Ozean finden wir sie im Antillen- und Süd-Sandwich-Bogen wieder. Auch der Sumatra-Javabogen zeigt dieselben Merkmale, bogenförmige Vulkanzonen, die ihre konvexe Seite dem indischen Ozean zukehren.

Die nachfolgende Tabelle soll den Zusammenhang der Vulkanbögen mit ihren Vortiefen zeigen. Vulkanbogen
und Vortiefe.

Vulkanbogen und Vortiefe (Graben).

Vulkanbogen	Vortiefe	Quellenangabe
Pazifischer Ozean: Aläutenbogen	Bis — 7383 m	Krümmel (23).
Kamtschatka-Kurilen-Bogen . . .	Bis — 8500 m	„
Japanischer Bogen	— 8513 m (Tuscaroratiefe)	„
Riu-Kiu-Bogen	Bis — 7500 m	Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1912, S. 629.
Fuji-Bonin-Bogen	— 6256 bis — 6575 m	Krümmel.
Marianenbogen	Bis — 9636 m (Nerotiefe)	„
Philippinenbogen	Bis — 9788 m	} Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., 1912, S. 629.
Neuguinea-Neu-Pommern-Bogen	Bis — 9140 m	
Salomon-Neuhebriden-Bogen .	— 9184 m	Krümmel.
Tonga-Kermadec-Bogen . . .	Bis — 9427 m	„
Atacamagraben	— 7635 m	„
Indischer Ozean: Sumatra-Java-Bogen (Sundagraben)	— 6205 bis — 7000 m	„
Atlantischer Ozean: Antillenbogen	Bis — 8341 m	} Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., 1912, Taf. II.
Südsandwichbogen	Über — 5600 m (Hier dürften noch grössere Tiefen zu er- warten sein.)	

Dieses Zusammentreffen zwischen reihenförmig angeordneten Einzelvulkanen und den grössten Meerestiefen muss eine bestimmte Ursache haben. Mit v. Richthofen werden diese Bögen als Zerrungsbögen aufgefasst, entstanden durch Zugkräfte, die gegen die vorgelagerten Tiefen gewirkt haben. Es sei darauf hingewiesen, dass die Richtung des Zuges gleichsinnig mit der Umdrehung der Erde von W—O orientiert ist, denn alle Bögen sind gegen O konvex.

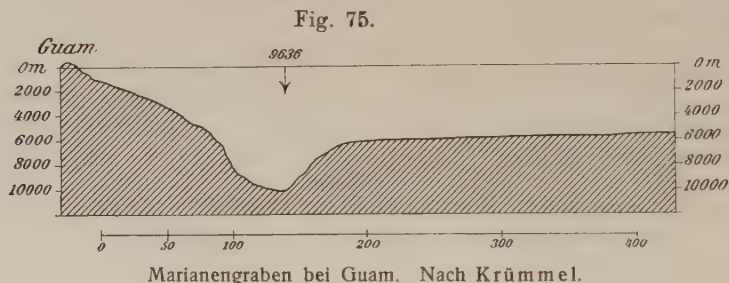
Erklärung des
Abhängigkeits-
verhältnisses.
v. Richthofens
Theorie der
Zerrungsbögen.

Eine Ausnahme macht nur der Sumatra-Javabogen, der gegen SW konvex ist. Es scheint mir fraglich, ob dieser Bogen überhaupt zu den Zerrungsbögen im engeren Sinn zu zählen, oder nicht besser mit den Anden vergleichbar ist, die in eine andere Kategorie fallen. In beiden letzteren Regionen bauen sich die Vulkane über alten Kordilleren auf, die durch einen zweiten Faltungsvorgang zertrümmert wurden. Eine derartige Auffassung hat Volz (24) für Sumatra ausgesprochen und für die Anden hat Steinmann (25) ähnliche Gedanken geäußert.

Die Zugkräfte, die in Zerrungsbögen wirksam sind, rufen dehnende Spannungen in der Kompressionschale lokal hervor, die dem Magma natürlich den Austritt erleichtern.

Suess'sche
Theorie.

Eine andere Erklärung gibt Suess für diese Abhängigkeit. Auf der konvexen Seite der Bögen ist der Meeresboden bis zu 8—9 km Tiefe in Streifen abgesunken. Diese Senken nennt er „Vortiefen“, weil sie dem Stirnrand des Faltengebirges vorgelagert sind. Sie besitzen einen



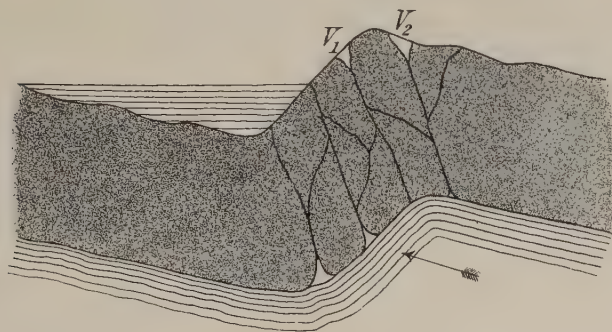
Innenrand gegen die Cordillere und einen Aussenrand gegen den Ozean. Denkt man sich die Wasserbedeckung hinweg, so würde jenseits des Aussenrandes der Vortiefe ein weites Land in 3600 bis 4000 m Tiefe, „das Vorland“, sich ausdehnen. Vgl. das Profil durch den Marianengraben bei Guam. Fig. 75. Das Faltengebirge tritt vom Lande her über die Vortiefe hinweg. Den beiden Rändern der Vortiefe kommt also eine verschiedene Bedeutung zu. Der Aussenrand ist der Senkungsrand des vom Meere bedeckten Vorlandes. In dieser Senkung äussert sich das radiale (senkende) Element der Erdkontraktion, bedingt durch die Verminderung des Volumens infolge der Abkühlung. Der Innenrand dagegen gehört bereits dem Faltengebirge an, dasselbe entsteht durch die Wirkung der tangentialen Komponente, die aus dem Überschuss an planetarer, zum grössten Teil sedimentärer Hülle, hervorgeht.

Die Vulkane bleiben stets dem Aussenrand und der Vortiefe selbst fern. Trotz des gewaltigen Betrages der Absenkung ist hier eine vulkanische Tätigkeit nicht angeregt worden. Sie treten dagegen nur längs

des Innenrandes der Vortiefe auf und gehören also bereits dem Faltungsgebiet der Kordillere an. Es ist daher zu erklären, wie Vulkane in einem zusammengedrückten Rindenstück ihre Essen haben öffnen können.

Suess unterscheidet drei selbständige Erscheinungen, nämlich örtlichen Einsturz, ozeanische Senkung und lineare Zerreiſsung (Disjunktion). Von ersterem kann bei diesem Problem ganz abgesehen werden. Die ozeanische Senkung zerlegt sich wie eine sich senkende Asphaltdecke in gestreckte Bogenstücke; der durch die Kontraktion bedingte Überschuss an sedimentärer Hülle führt zur Faltenbildung und Überschiebung. Diese Falten legen sich in und über die gesenkte Vortiefe. Die oberen Par-

Fig. 76.



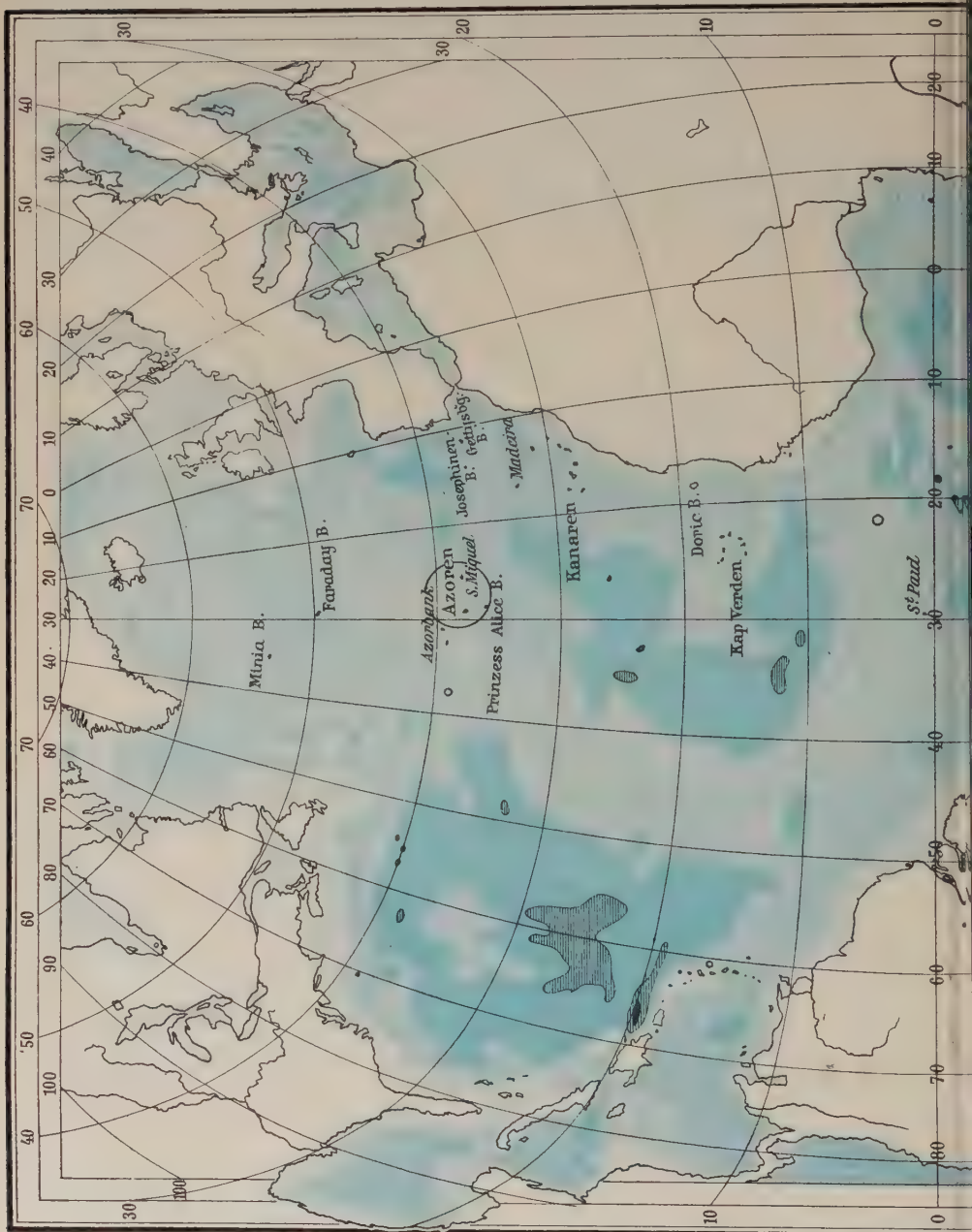
Zusammenhang zwischen Vulkan (V_1 , V_2), Vortiefe und Kordillerenfaltung.
Nach einer Zeichnung von de Lapparant.

tien verhalten sich also passiv, sie werden durch die Kontraktion der tieferen Teile vorwärts getragen, gefaltet, verfrachtet, dabei tritt ein Zerreiſsen von oben her ein. Die Disjunktion folgt dem Streichen der Falten.

Wird eine derartige Disjunktion in eine Sohle der „Verfrachtung“ abgelenkt, so vermögen die juvenilen Gase diesen Bahnen zu folgen und an bevorzugten Stellen ihre Essen auszubohren. Eine Zeichnung, Fig. 76, mag den Vorgang anschaulicher machen.

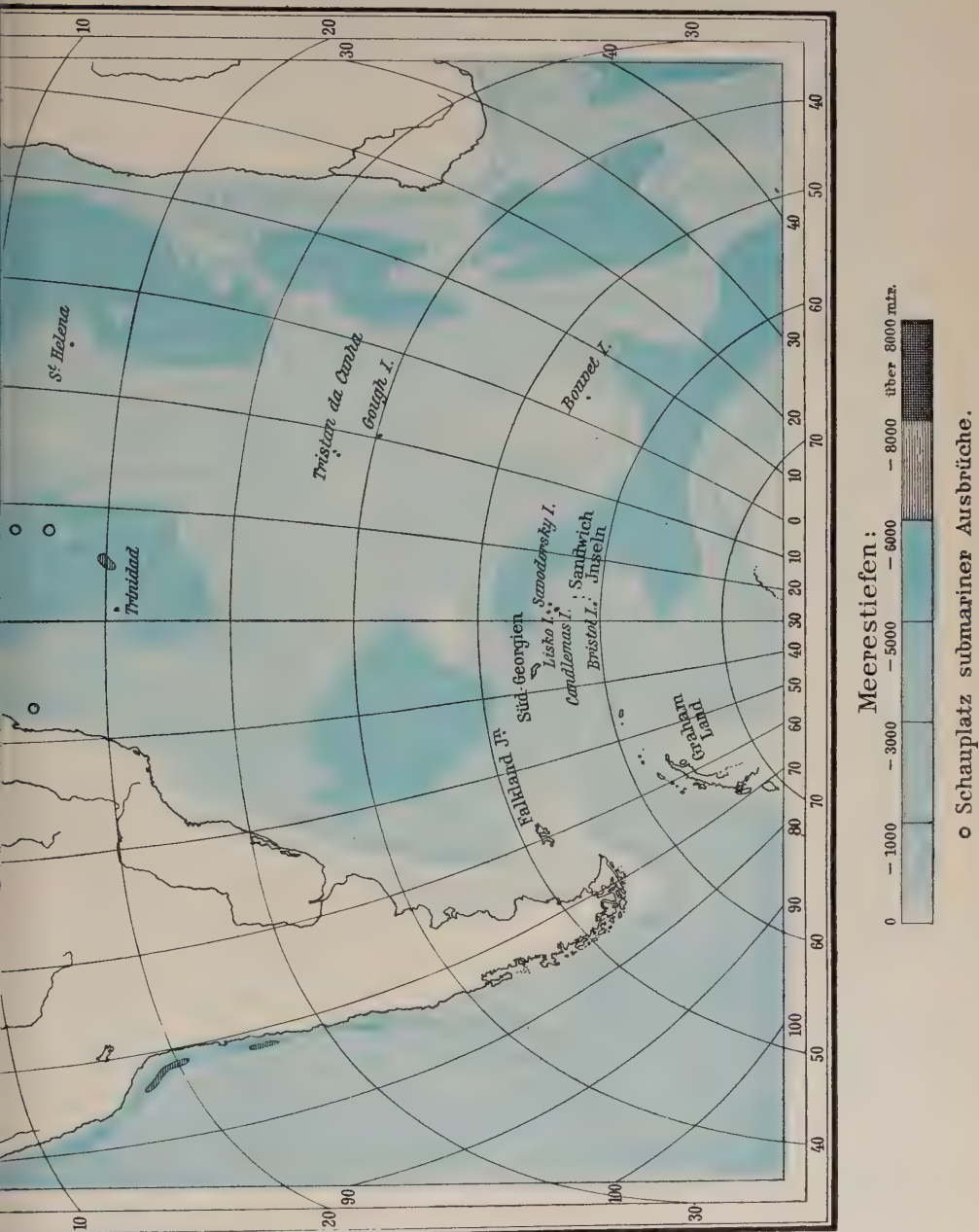
Oder die Erscheinungen der Gletscherbewegung können die Vorstellung vermitteln. In dem sich bewegenden Eise bilden sich Querspaltten, die sich im weiteren Verlauf der Bewegung bogenförmig deformieren und sich schliessen; neue Spaltten öffnen sich wieder. Auch die Vulkane wandern.

Diese von Suess gegebene Erklärung will nicht befriedigen. Das Magma soll längs den Überschiebungsflächen empordringen. Wenn auch nach solchen Gleitflächen der Zusammenhang der Kruste unterbrochen wird, so findet doch die Bewegung der Decken unter grosser Reibung statt, die



Der Schauplatz des Vulkans.

Unter Benützung einer Tiefenkarte von M. Groll (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1881).



s im Atlantischen Ozean.

b 1: 40 000 000. (Lamberts flächentreue Zylinderprojektion, Zylinderbasis in 30° westl. Länge.)

einem Magmendurchbruch kaum förderlich sein kann. Ferner muss die Faltung in allen Fällen gegen die Vortiefe gerichtet sein, also vom Land zum Meere. Es ist noch sehr die Frage, ob das wirklich richtig ist. In den Alpen z. B. stammen die Überfaltungsdecken aus dem Süden, dem Tyrrhenischen Meer. Die Schubkräfte sind vom Meer gegen das Land gerichtet, in Neu-Kaledonien gegen SW. (Suess III₂, S. 355), auf Neu-Seeland gegen NW. (26), in beiden Fällen scheint die Gebirgsbildung gegen den australischen Kontinent zu verlaufen. Die Anden sind nach Steinmann (25) gegen Osten gefaltet. Die Ansichten über die Faltungsvorgänge sind zurzeit noch sehr im Fluss, so dass eine Zurückhaltung im Urteil durchaus geboten erscheint. Künftige Untersuchungen über die Richtung der Faltungsvorgänge in den Randgebieten des pazifischen Ozeans werden die endgültige Entscheidung zwischen den beiden entgegengesetzten Auffassungen von v. Richthofen und Suess herbeiführen.

Charakteristisch für den pazifischen Vulkantypus sind die Zentraleruptionen aus isolierten Vulkanessen. Die Magmen, die sie liefern, sind ohne Ausnahme heute pazifische, und zwar überwiegt das klastische Material bei weitem über die Lava. Dementsprechend treten die Explosionserscheinungen in den Vordergrund.

Der atlantische
Vulkantypus.

2. Der atlantische Vulkantypus.

Die Vulkane des atlantischen Typus erscheinen gruppenweise, diffus auf Flächenstücke verteilt. Beziehungen zum Relief des Meeresbodens lassen sich nicht erkennen.

Im Atlantischen Ozean (vgl. Karte Fig. 77) tritt die regellose Verteilung in Gruppen am markantesten auf.

Sehen wir von der nordatlantischen Basaltpanzerung ab, für die ein Zusammenhang wahrscheinlich ist, so tritt uns zunächst aus 3000 m Tiefe der submarine Faraday-Vulkan entgegen. Weiter südlich erhebt sich auf einem Plateau in 1000 m Tiefe die Azorengruppe. Vereinzelt liegt Madeira, dann folgen die Kanarengruppe und die Kap Verden. Vollständig isoliert liegen die Vulkane St. Paul, Fernando Noronha, Ascension, St. Helena und Trinidad. Zum Teil steigen diese Vulkane aus 4000 m Tiefe auf. Eine grössere Anzahl submariner Eruptionen wird aus der Region der Einschnürung des Ozeans zwischen Afrika und Südamerika gemeldet.

Die Erscheinungsweise der submarinen Vulkane im Mittelmeer zwischen Sizilien und Tunis ist eine gruppenweise und an die Gegend um Pantelleria geknüpft.

Dasselbe Bild zeigt der Indische Ozean und auch der pazifische. Es sei auf die Zusammenstellung im Kapitel 4, S. 146 ff. verwiesen.

Die Hawai- und Galapagos-Inseln sind typische atlantische Vertreter. Ihre Laven gehören der atlantischen Sippe an. Wenn auch die Eruptionen der Gegenwart aus zentralen Essen erfolgen, so sind am Aufbau des Sockels die Massenergüsse mit ihrer flächenhaften Ausbreitung in hervorragendem Masse beteiligt, mögen dieselben sich nun aus Spalten ergossen haben oder verdanken sie ihr Dasein dem Durchbruch lakkolithischer oder batholithischer Intrusionen.

Erklärung des Unterschiedes.

Bei dem pazifischen Typus mit seinen perlschnurartig aneinandergereihten einzelnen Essen dominiert die Zentraleruption bereits in der Anlage des Sockels. Das Magma tritt hier aus Förderkanälen zutage, die es sich durch explodierende Gase geschaffen hat.

Die Verschiedenheit des äusseren Vulkantypus ist eine genetische. Die wichtigsten

In den nachfolgenden Tabellen, die Auskunft über die Verbreitung des untermeerischen Vulkanismus geben wollen, sind die geographischen Positionen einer Anzahl submariner Vulkane, die durch Lotungen festgestellt und deren vulkanische Natur durch heraufgeholte Bodenproben gesichert ist, gesammelt worden. Es sind ferner Angaben über die Zeit und den Ort der untermeerischen Ausbrüche zusammengetragen. Die Tabellen enthalten demnach ein Verzeichnis der tätigen und erloschenen oder zurzeit ruhenden submarinen Vulkane.

tätigen und erloschenen submarinen Ausbruchspunkte.

Bedenkt man, wie weite Gründe des Ozeans noch nie von einem Lote berührt sind und wie viele submarine Ausbrüche nicht zur Beobachtung gelangen, so wird man begreifen, dass nur der kleinste Teil der subozeanischen Vulkane tatsächlich registriert ist.

I. Das Mittelmeer.

Nr.	Zugehörigkeit	Name	Ausbruchsdaten	Länge von Greenwich	Breite	Beobachter od. Quelle	Bemerkungen	Literaturhinweis
1	Liparische Inselgruppe	Vulcanello	384—322 a. Ch.			Aristoteles	Die Entstehung des Vulkans wird auf diese submarinen Ausbrüche zurückgeführt.	Bergeat (5)
2			126 a. Ch.			Obsequens u. Orosius	Diese Nachrichten deuten auf submarine Ausbrüche innerhalb der Inselgruppe. Ihre Lage ist nicht näher bekannt.	"
3			125 a. Ch.			Plinius		"
4		Östlich Vulcano	21.—22. Nov. 1888	12° 43' ö.	38° 26' n.	Durch Zerstörung des Kabels Li-	Submarin. Ausbr. in — 869 m	"
5			30. März 1889	12° 40' ö.	38° 24' n.	pari-Milazzo	" " — 1006 m	"
6			30. März 1889	12° 42' ö.	38° 25' n.	zur Kenntnis gekommen.	" " — 933 m	"
7			11. Nov. 1889	12° 40' ö.	38° 27' n.		" " — 741 m	"
8			14. Dez. 1892	12° 41' ö.	38° 26' n.		" " — 695 m	"
9		Östl. v. Panaria		12° 53' ö.	38° 38' n.		Untermeerischer Ausbruchspunkt.	"
10		Grahaminsel (Ferdinandes, Giulia, Corrao, Hotham, Nerita, Siacca)	Beginn d. Ausbruchs 28. Juni 1831	12° 42' 15" ö.	37° 1' 30" n.	Corrao, Hoffmann, Escher, Senhouse, Gemmellaro, Prevost	Entstehung einer neuen Insel durch submarinen Ausbruch. Dieselbe wurde ein Opfer der Brandung.	Mercalli (3), Washington (28) u. a.
11	Zwischen Sizilien und Tunis (Pantellariagruppe)	In der Nähe der Grahaminsel	1632				Submariner Ausbruch.	Mercalli
12			1801				"	Réclus (17)
13		Madreporenbank	12. Aug. 1863				"	"
14			18. Juni 1845	13° 44' 36" ö.	36° 40' 56" n.		"	"
15		Pinne marine Bank	4.—5. Okt. 1846	13° 8' ö.	37° 6' n.	Engl. Schiff Victory	"	Washington Réclus
16		Förstnervulkan nw. v. Pantellaria	17. Okt. 1891	11° 52' ö.	36° 50' n.	Ricco	Neue Klippen wieder verschwunden.	Washington
17		S. Pantellaria	1891 (?)				Submariner Ausbruch?	"

Nr.	Zugehörig- keit	Name	Ausbruchsdaten	Länge von Greenwich	Breite	Beobachter od. Quelle	Bemerkungen	Literatur- hinweis
18	Santorin, Ägäisches Meer	Paleo-Kaiméné (Hiera)	197 a. Ch.	25° 23' ö.	36° 25' n.			Fouqué (14) Réclus
19		Banko (Thia)	46 a. Ch.	"	"			"
20		Östl. v. Banko	726 p. Chr.	"	"			"
21		Mikra-Kaiméné	1570 oder 1573	"	"			"
22		Columbo	1650					"
23		Nea-Kaiméné	1707—1713					"
24		Giorgios auf Nea-Kaiméné	1866					"
II. Der Atlantische Ozean.								
25	Nördlicher Atlantischer Ozean	S. W. Kap Reyk- janes, Island	1211, 1226, 1231, 1238, 1240, 1422, 1583, 1783, 1830, 1879, 1884	ca. 23° w.	63° 50' n.		Submarine Ausbrüche. Vor- übergehend Bildung vul- kanischer Inseln.	Mercalli
26		Miniaberge	—	35° 10' w.	53° 21' n.		Mehrere felsige vulkanische Kegelkuppen bis — 1157 m.	Krümmel
27		Faradayberge	—	29° 10' w.	49° 41' n.		Desgleichen bis — 1143 m, Böschung bis 35°.	"
28		Azorbank	—	29° 8' w.	38° 8' n.		Rundlicher Tafelberg bis — 230 m, Böschung 19°.	"
29	Azoren- gruppe	Princess Alice- Bank	—	29° 18' w.	37° 58' n.		Tafelberg bis — 44 m, Bö- schung 17°.	"
30		Terceira, Azoren	1432, 1434, 1444, 1522, 1563, 1630, 1638, 1652, 1638, 1720, 1757	25° w.	37° 50' n.		Submarine Ausbrüche der Azorengruppe.	Mercalli Schneider (29)
31		Insel Sabrina, 2 km v. St. Miguel	13. Juni 1811				Inselbildung durch unter- meerischen Ausbruch wie- der verschwunden.	Mercalli

Nr.	Zugehörig- keit	Name	Ausbruchsdaten	Länge von Greenwich	Breite	Beobachter od. Quelle	Bemerkungen	Literatur- hinweis
32				26° w.	40° 26' n.			
33				27° 15' w.	39° 15' n.			
34				28° w.	39° 15' n.			
35				28° 30' w.	39° 15' n.			
36				28° 45' w.	39° 15' n.			
37				27° w.	38° 30' n.			
38				28° w.	38° 30' n.			
39				25° 45' w.	37° 45' n.			
40				25° 15' w.	37° 45' n.			
41				26° 15' w.	37° 45' n.			
42				26° 15' w.	37° 30' n.			
43				25° 15' w.	37° 30' n.			
44				25° w.	37° 30' n.			
45				38° w.	39° n.			
46		Josephinenbank	—	14° 6' w.	36° 40' n.			
47		Gettysburg (Gor- ringe) Bank	—	11° 35' w.	36° 30' n.			
48	Kanaren- gruppe	Haywardkuppe	—	11° 55' w.	34° 50' n.			
49		Seinebank	—	14° 20' w.	33° 46' n.			
50		Daciabank	—	13° 40' w.	31° 10' n.			
51		Concepcionbank	—	12° 48' w.	29° 58' n.			
							Angenäherte Positionen der submarinen Ausbrüche der Azorengruppe nach der Karte von Rudolph.	Rudolph (30)
							Nach der Karte. Flache Doppelkuppe bis — 150 m, Böschung über 22°.	" Krümmel
							Flacher Tafelberg 11 : 9 km, bis — 59 m, Böschung bis 44°.	"
							Einseitig steile, sonst flach gewölbte Kuppe, — 662 m, Böschung bis 80°.	"
							Flacher Tafelberg 11 : 6 km, bis — 146 m, Böschung bis 21°.	"
							Flacher Tafelberg 13 : 14 km, bis — 91 m, Böschung bis 43°.	"
							Desgleichen 41 : 26 km, bis — 179 m, Böschung 25°.	"

Nr.	Zugehörigkeit	Name	Ausbruchsdaten	Länge von Greenwich	Breite	Beobachter od. Quelle	Bemerkungen	Literaturhinweis
52	Kap Verden- gruppe	Doricbank	—	18° 15' w.	18° 57' n.		Sehr geringe Gipfelfläche, bis — 102 m.	Krümml
53	Einschnürung zwischen		29. Jan. 1878, 7 Uhr vorm.	21° 45' w.	4° 20' n.		Submariner Ausbruch.	Nature, 1878, Nr. 17, S. 373.
54	Afrika und Südamerika			21° 45' w.	12° 45' s.		"	Nach der Karte von Rudolph
55				21° 45' w.	15° 30' s.		"	
56		Ostküste Süd- amerikas		37° w.	17° s.		"	
57	Antillen- bogen	Soufrière, Santa Lucia	1766	61° 30' w.	16° 15' n.		"	
III. Indischer Ozean und malaische Inselwelt.								
58		S. von Aden.	—	45° ö.	12° 15' n.		Submariner Ausbruch; ungefähre Lage nach der Karte von Rudolph.	Rudolph
59		Essexkuppe	—	55° 55' ö.	10° 12' n.		Bis — 1567 m.	Krümml
60		Bei Pondicherry, Koromandelküste	1757	80° 45' ö.	11° 45' n.			Mercalli
61		Ramri, Küste von Arrakan	Juli 1843	ca. 93° 30' ö.	ca. 18° n.		Bildung einer neuen Insel durch submarinen Ausbruch.	"
62		9 Seemeilen n.w. Chebuda, Küste von Arrakan	15. Dez. 1906	93° 30' ö.	18° n.	Kapitän Beauchamp		Nature, 75, 1906/7, S. 414
63		Floressee	—	119° 30' ö.	8° s.		Ungefähre Position eines submarinen Ausbruchs; nach der Karte von Rudolph.	Rudolph
64		Didica (Babyanen)	1856—1860	121° 45' ö.	20° 15'			Mercalli, Rudolph
65				124° ö.	19° 45'		Submariner Vulkan; nach der Karte von Rudolph.	Rudolph

IV. Pazifischer Ozean.

Nr.	Zugehörigkeit	Name	Ausbruchdaten	Länge von Greenwich	Breite	Beobachter od. Quelle	Bemerkungen	Literaturhinweis
66	Aläuten-Bogen	Bogosloff	1. Mai 1796 bis 1826 tätig.	etwa 168° w.		Baranoff	Entstehung einer Insel.	Becker
67		Grewink	1806, 1814, 1820					"
68			Sept. 1883 bis Febr. 1890					Schneider
69		Metcalf-Perry-Kegel	1905—1906					"
70		Mac. Cullock-Peak	1906 bis Juli 1907					Smith
80	Riu-Kiu-Bogen	Riu-Kiu-Inseln	718, 764, 1185, 1780 (5 Inseln), 1781 (2 Inseln) 1813					Mercalli
81		Nushima	Dez. 1904 bis Jan. 1905				Neue Insel durch submarinen Ausbruch, wieder zerstört.	"
82		Meer bei Formosa	29. Okt. 1853 bis Jan. 1854	122° ö.	24° n.	Perrey	Submarine Ausbrüche.	"
83	Fuji-Bonin-bogen	Rica de Oro		140° ö.	30° 6' n.		"	Rudolph
84		Lots Weib		140° ö.	30° 12' n.		"	"
85		Zwisch. Sulphur Island und S. Augustin	14. Nov. 1904 bis 1905	141° ö.	34° 12' n.		Neue Insel durch submar. Ausbruch.	Wakimizu
86		Zwischen Bonin-inseln und den Philippinen		134° 15' ö.	20° 15' n.		Submariner Ausbruch n. d. Karte von Rudolph.	Rudolph
87		S. Bonininseln		141° 30' ö.	26° 30' n.		"	"
88		Zwischen Neu-Pommern und Neu-Guinea		149° 45' ö.	4° 15' s.		"	"

Nr.	Zugehörigkeit	Name	Ausbruchsdaten	Länge von Greenwich	Breite	Beobachter od. Quelle	Bemerkungen	Literaturhinweis
89	Fidschi-Gruppe	Balfourkuppe	—	156° 57' ö.	18° 56' s.	Kapt. M. Kenzie	Einseitig steile Kuppe, bis — 1529 m, Böschung 14°.	Krümme
90		Britanniakuppe	—	155° 37' ö.	28° 1' s.		Bis — 482 m, längliche rückenartige Bildung.	"
91		Alexabank	—	175° 30' ö.	11° 40' s.		Größerer Tafelberg mit 4 atollartigen Gipfeln, bis — 24 m, grösste Böschung 51°.	"
92		Hazelholmbank	—	174° 3' ö.	12° 49' s.		Tafelberg bis — 46 m, Böschung 13°.	"
93		Penguin-Bk. IV	—	177° 9' ö.	15° 20' s.		Kegelkuppe bis — 91 m, Böschung über 9°.	"
94		Penguin-Bk. V	—	176° 41' ö.	15° 21' s.		Kegelkuppe von 3,5 km Breite, bis — 155 m, Böschung 54°.	"
95		Adolf Tuscarora Bank	—	178° 14' w.	11° 41' s.		Kuppe mit 2 getrennten Gipfeln bis — 26 m.	"
96		Isabellabank	—	177° 24' w.	12° 24' s.		Kleiner Kegelberg, bis — 22 m, Böschung 22°.	"
97		Taviunibank	—	177° 34' w.	12° 6' s.		Kegelförmiger Tafelberg, oben 3 1/3 km breit, bis — 16 m, Böschung 26°.	"
98		Fieldbank	—	177° 44' w.	12° 17' s.		Korallentafel 12 : 4,5 km bis — 24 m.	"
99	Tonga-	Waterwitschbank	—	176° 44' w.	12° 30' s.	Kapt. M. Kenzie	Korallentafel bis — 22 m.	Nature X, 1874, S. 384
100	Bogen	Zwischen Haabai u. Tonga	30. April 1874	174° w.	ca. 20° s.		Submariner Ausbruch.	Mercalli
101	Bogen	Falcon	Okt. 1885 u. 1901	175° 21' 30'' w.	20° 19' s.		"	"
102		N. v. Vavu	Juli 1847				"	"
103		Lette (Roa)	Aug. 1851	174° 37' w.	18° 49' s.		"	"
104		Metis	1894	174° 49' w.	19° 13' s.		"	"
105		Kernadec		177° 45' w.	30° 45' s.		Nach der Karte von Rudolph.	Rudolph

Nr.	Zugehörigkeit	Name	Ausbruchsdaten	Länge von Greenwich	Breite	Beobachter od. Quelle	Bemerkungen	Literaturhinweis
106	Zentrale Teile des Ozeans	Nerokuppe I	—	163° 25' ö.	21° 10' n.		Bis — 1379 m.	Krümml
107		" II	—	160° 20' ö.	19° 35' n.		Bis — 1317 m.	"
108		" III	—	153° 10' ö.	17° 25' n.		Bis — 1260 m.	"
109		" IV	—	152° 6' ö.	15° 40' n.		Bis — 1421 m.	"
110		Coloniakuppe	—	150° 0' ö.	16° 56' n.		Bis — 1462 m.	"
111		Keala Kekua-Bai, Hawaii	24. Febr. 1874	156° 15' w.	19° 45' n.			Rudolph
112		Penguin I	—	160° 29' w.	8° 3' s.		Bis — 1443 m.	Krümml
113		" II	—	161° 22' w.	6° 32' s.		Bis — 1500 m.	"
114		" III	—	161° 38' w.	5° 87' s.		Bis — 1624 m.	"
115		O.-Samoa		169° 20' w.	4° s.		Submariner Vulkan nach der Karte von Rudolph.	Rudolph
116	Ostrand des Ozeans	Erbenkuppe	—	132° 33' w.	32° 54' n.		Kegelkuppe bis — 710 m, Böschung 21°.	Krümml
117		Tuscarorakuppe	—	128° 15' w.	32° 54' n.		Bis — 1785 m.	"
118		SO. Galapagos-Inseln	—	83° 15' w.	7° 30' s.			Rudolph
119		Juan-Fernandez-Gruppe	—	77° 15' w. 78° 45' w.	33° 40' s. 33° 15' s.		Submarine Vulkane nach der Karte von Rudolph.	" "

Zur Beurteilung der Häufigkeit des vulkanischen Phänomens innerhalb der Meere müssen zu den in der Liste aufgeführten reinen submarinen Ausbruchspunkten noch alle die zahlreichen Inselvulkane hinzugezählt werden, die nur die subaërischen Krönungen untermeerischer Sockel sind. Ja man kann sogar noch einen Schritt weiter gehen und allen Koralleninseln einen vulkanischen Unterbau zuschreiben.

Gerland (31) sucht diese Auffassung durch folgende Gründe zu stützen. Abgesehen von den randlichen Partien sind alle hohen Inseln des Ozeans vulkanischer Natur. Im roten Tiefseeschlamm, der weite Bodenräume zumal des Stillen Ozeans deckt, fehlt Quarz fast vollständig. Es müssen also auch Gesteine ¹⁾ wie Granit und Gneis, die einen quarzhaltigen Detritus liefern, abwesend sein. Der Schlamm besteht nur aus den submarinen Zersetzungsprodukten vulkanischen Materials. Die Koralleninseln haben wie die vulkanischen meist sehr steile Böschungen, dabei steht die Gipfelhöhe zur Grundfläche in starkem Missverhältnis, wie dies bei der Erosionslandschaft eines Faltengebirges nicht vorkommen kann.

Beziehung zwischen den Korallenbauten und den untermeerischen Vulkanen.

Koralleninseln mit gehobenen Riffen kommen mit nicht gehobenen benachbart vor. Die Hebungsgebiete sind demnach lokal begrenzt, eine Erscheinung, die sich nur in vulkanischen Gebieten mit diesem plötzlichen Wechsel wiederfindet. Eine andere Erklärung dieses sonderbaren Phänomens als die der vulkanischen Hebung lässt sich nicht finden.

Da die Lebenszone der Korallentiere sich auf die obersten 50 m beschränkt, nimmt man für die Entstehung mächtigerer Riffe Senkungsvorgänge an, die wieder örtlich umgrenzt sein müssen.

Lokal umschriebene Senkungsfelder sind wiederum in vulkanischen Gebieten häufige Erscheinungen.

Diese Gründe sprechen für die Richtigkeit der obigen These und gestatten, folgende für den Vulkanismus wichtige Schlussfolgerungen zu ziehen.

Schlussfolgerungen.

Das vulkanische Phänomen auf dem Boden der Ozeane ist ein ungleich intensiveres als auf dem Lande. Während in der Gegenwart die Magmenförderung der Landvulkane ausschliesslich alte quartäre oder tertiäre Essen benutzt, kann es innerhalb der Ozeane auch jetzt noch zur Bildung neuer Vulkane kommen. Die intramarinen Vulkane befinden sich daher in einer viel lebhafteren Wechselwirkung mit der Magmazone als die Vulkane der Kontinente und ihrer Randzonen. Mit dieser Beziehung steht auch die Tatsache im Einklang, dass die Lava der Meeresvulkane (z. B. Hawaii, Samoa) sehr viel heisser ist als die der anderen Kategorie.

¹⁾ Gegen dieses Argument liesse sich der Einwand erheben, dass der abyssische Ozean ausserhalb des Wirkungsbereiches der Brandungswoge liegt.

Alle diese Argumente reden eine deutliche Sprache und befestigen die Vorstellung, dass die Erdkruste unter den Ozeanbecken weniger mächtig als unter den Kontinenten ist. Ferner ist zu beachten, dass der vulkanische Bau der in der Mitte der Ozeane gelegenen Inseln, von einigen mesozoischen Laven abgesehen, sich durchweg aus Produkten des tertiären und des jüngeren Vulkanismus zusammenfügt. Diese Ordnung der Verhältnisse ist daher geologisch jugendlichen Alters.

Die durchweg basische Natur der interozeanischen Laven mit ihrem hohen spezifischen Gewicht lehrt, dass dichte Magmen sich unter den ozeanischen Senken angesammelt haben. Damit übereinstimmend zeigt das Lot einen zu grossen Betrag an Schwerkraft in diesen Regionen an.

Wenn wir auch noch weit davon entfernt sind, den Schleier, der sich über das Geheimnis der letzten Ursachen des Vulkanismus ausbreitet, lüften zu können, so mögen diese Feststellungen, die sich mit den Schlüssen, die in den ersten Kapiteln auf anderen Wegen gewonnen wurden, decken, weitere Beiträge zur Lösung des Problems liefern.

Die Begleitphänomene der submarinen Eruption.

Die Begleit-
phänomene der
submarinen
Eruption.

Es kann stets als ein glücklicher Zufall angesehen werden, wenn ein submariner Ausbruch zur Beobachtung gelangt, der länger andauernde Spuren über der Meeresoberfläche nicht hinterlässt. Wenn der unterseeische Vulkan nicht in der Nähe des Landes oder von Inseln gelegen ist oder von häufig befahrenen Schiffahrtskursen gekreuzt wird, so ist die Wahrscheinlichkeit sehr gering, dass sein Ausbruch vermerkt wird.

Die meisten unterseeischen Eruptionen entziehen sich daher der Kenntnis. Häufig meldet erst ein gebrochenes Kabel nachträglich von dem eingetretenen vulkanischen Ereignis.

Trotz dieser Unzulänglichkeit besitzen wir eine Reihe von Berichten, welche die Begleiterscheinungen eines Vulkanausbruchs unter dem Meere zu einem anschaulichen Bilde zusammenfassen lassen.

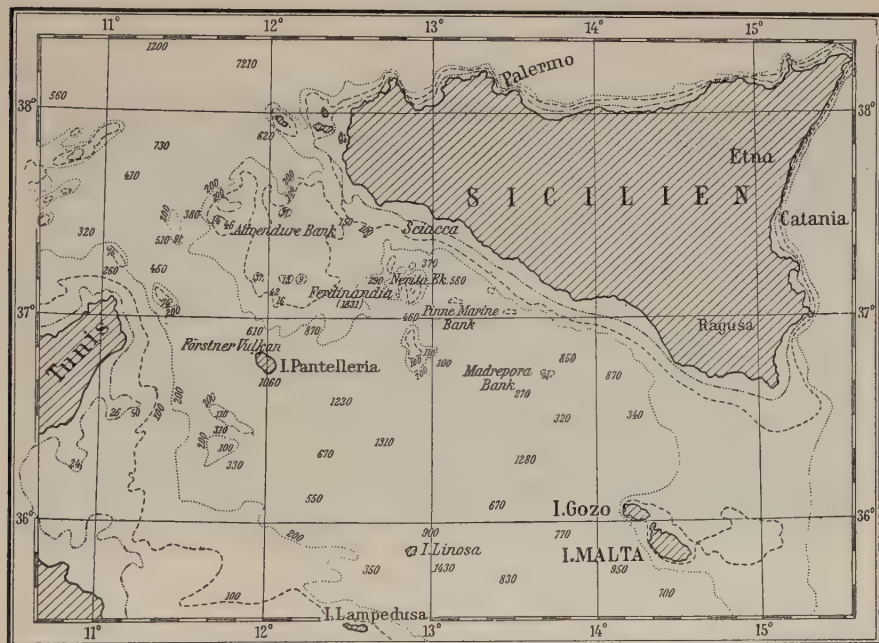
Die submarine
Vulkantätig-
keit zwischen
Sizilien und
Tunis.

Die submarine Vulkantätigkeit zwischen Sizilien und Tunis.

Die Einschnürung des Mittelländischen Meeres zwischen Sizilien und Tunis ist wiederholt der Schauplatz reger Vulkantätigkeit unter See gewesen (3, 17, 27). Die Karte Fig. 78 gibt ein Bild der Tiefenverhältnisse und der Lage der Eruptionszentren in der fraglichen Gegend an. Zwei vulkanisch nunmehr erloschene Inseln, Pantelleria und Linoso, verraten oberflächlich den vulkanischen Charakter des Meeresbodens.

Im Jahre 1831 fand in der Nähe der Neritabank südwestlich der sizilianischen Stadt Sciacca der klassische Ausbruch eines unterseeischen Vulkans statt, der zur Entstehung der oben erwähnten Insel Graham oder Julia führte. Seebebenartige Stöße, die an Bord eines Segelschiffes am 28. Juni wahrgenommen wurden, leiteten die Eruption ein. Während des Juli machte sich bis nach Sizilien der Geruch der vulkanischen Gase geltend und in der Nähe der Bank kochte die See und war mit toten Fischen und schwimmendem Material bedeckt. Am 8. Juli erhob sich an

Fig. 78.



Schauplatz submariner Vulkantätigkeit zwischen Sicilien und Tunis. Nach Debes Handatlas.
Maßstab 1 : 2750 000.

dieser Stelle das Meer zu einer 25 m hohen Wassersäule, die nach 10 Minuten in sich zurücksank. Alle Halbe- oder Viertelstunde wiederholte sich die Erscheinung, dabei wurde dichter, schwarzer Dampf unter lautem Dröhnen ausgestossen. Das Meer bedeckte sich in weitem Umkreis mit weissem Bimsstein. Am 16. Juli sah Giovanni Corra einen $3\frac{1}{2}$ m über das Meer ragenden Krater mit rotem, kochenden Wasser gefüllt. Als Kegel mit gegen SW. aufgerissener Flanke wuchs der Vulkan schnell in die Höhe und hatte Anfang August die grösste Höhe von 65 m und einen Umfang von 3,7 km. Vgl. Fig. 79.

Am 2. August landete Kapitän Senhouse und nahm von der Insel für England Besitz.

In der Folgezeit wechselte der Kegel mehrfach seine Gestalt, der Krater brach bald nach Norden, bald nach Süden auf. Ende Dezember war die Insel wieder verschwunden, nur eine Untiefe von ca. 5 m ist übrig geblieben. Lavaströme sind nicht ergossen worden, nur Asche, Lapilli und basaltische Schlacken haben den Kegel aufgebaut. Washington vermutet, dass ähnlich wie beim Mont Pelé ein Lavadorn, allerdings von kleineren Dimensionen, sich aus dem Krater geschoben hat, und stützt diese Ansicht auf den Fund schwarzer Lavablöcke, die nach dem Verschwinden der Insel in der Untiefe gemacht wurden. Der Sachverhalt wird sich jetzt kaum klären lassen.

Fig. 79.



Insel Ferdinandea. Nach Mercalli.

Noch einmal, am 12. August 1863, kam es ungefähr an derselben Stelle zur vorübergehenden Bildung einer Insel von etwa 60 m Höhe und eines Kraters von 30—40 m Durchmesser. 1887 wurden dort 100 m Tiefe gelotet.

Nahe der Madreporenbank wurde am 18. Juni 1845 9 Uhr 30 Min. abends von der englischen Bark Victory ein Stoss verspürt, der die Masten brach. Schwefelgeruch war wahrnehmbar, und drei Feuergarben wurden nach dem Bericht sichtbar.

Nur 4 km nordwestlich von Pantelleria öffnete 1891 ein untermeerischer Vulkan seine Schlünde, den Washington (28) zu Ehren des verdienten Forschers der Insel Pantelleria „Förstner-Vulkan“ nannte. Der Eruption ging in der Nacht vom 16. zum 17. Oktober ein Beben voraus, das sich auf Pantelleria stark fühlbar machte. Dampf wurde unter Getöse ausgestossen und schlackige Bomben ausgeschleudert.

Zur Bildung einer Insel kam es jedoch nicht. Fig. 80 stellt die Schlackenkegel nach Ricco (32) dar. Die rundlichen Bomben wurden bis 20 m hoch geschleudert, die grössten hatten einen Durchmesser von mehr als 2 m. Sie besaßen eine Temperatur über 420° (Schmelzpunkt des Zinns) und unter 800° (Messing), sie waren sogar bei Tageslicht rotglühend. Der Auswurf der kugeligen und ellipsoiden Bomben aus einem untermeerischen Vulkan ist im Hinblick auf die oben vermutete submarine Entstehung der Kugelbasalte und -diabase bemerkenswert.

Die Begleiterscheinungen, die bei den submarinen Ausbrüchen zur Beobachtung gelangen, sind gewöhnlich immer dieselben, wie sie oben in den mitgeteilten Beispielen geschildert wurden, ein Aufwallen des

Fig. 80.



Förstner-Vulkan. Nach Ricco.

Meeres, Gasexplosionen, die allmählich den Aschen- oder Schlackenkegel bis über das Meer aufbauen. Mit diesem Augenblick ist der subaërische Vulkan geboren und die Erscheinung verliert ihren besonderen Charakter. Meist sind die neu entstehenden Gebilde von kurzer Dauer.

Ein von dem gewöhnlichen Verlauf der Ereignisse abweichender Vorgang hat in den Alëuten die Entstehung zweier Inseln zuwege gebracht. Sechs Kilometer nördlich von Unalaskha tauchte 1796 eine kompakte Felsmasse über das Meer. Am 1. Mai des Jahres herrschte nach einem Bericht von Baranoff (bei Becker [33]) auf der Höhe von Unalaskha Sturm und trübes Wetter. Man hörte in der Ferne kanonendonnerähnliche Geräusche. Am dritten Tage, als es sich aufgeklärt hatte, konnte man zwischen Umnak und Unalaskha Feuerschein wahrnehmen. Es erschien eine Insel über dem Meere, die man Joanna Bogoslova oder Bogosloff nannte. Sie wuchs zusehends in die Höhe und stiess Rauch aus. Bis 1823 dauerte die Tätigkeit an. 1804 war die

Submarine
Vulkane der
Alëuten.

Höhe 106 m, der Umfang der Insel beinahe 4 km. Veniaminoff (30) bestimmte die Höhe 1823 zu 450 m. Die Insel ist ein kompakter Felsklotz mit fast senkrechten Wänden ohne Krater. Mehrfach mag er seine Gestalt verändert haben. Schneider gibt Ausbrüche aus den Jahren 1806, 1814, 1820 an.

In der unmittelbaren Nachbarschaft dieser Insel entstand im September 1883 bis Februar 1890 (Mercalli) eine zweite Insel, die den Namen Grewingk oder Neu-Bogosloff erhielt, mit einem Durchmesser von 1,2 km und 150 bis 240 m Höhe. Auch diese Insel besteht aus einem Felsklotz, der im Zustand grösster Zähflüssigkeit als Lavafropf emporgepresst worden ist. Schneider (4) erwähnt von 1886/1887, 1890 Eruptionen. Besonders starke Veränderungen vollzogen sich dort in den Jahren 1905—1908. Nach Schneider baute sich zwischen 1905 bis 1906 der Metcalf-Perry-Kegel auf, der aber 1908 bereits verschwunden war und nur einen 6 km langen, beide Inseln verbindenden Streifen hinterlassen hat. Nach Ph. Smith (34) sind seit 1900 zwei Vulkane entstanden, von denen der eine wieder vergangen ist.

Zwischen September 1906 und Juli 1907 bildete sich der Mac Cullock Peak, der bereits im September wieder verschwunden war bis auf andesitische Auswürflinge und Dioritblöcke, die offenbar aus dem Untergrund mit heraufgeholt worden sind. Nur Bomben und Aschen wurden diesmal gefördert, aber keine Lava. Ich vermag nicht zu sagen, ob die beiden Namen sich auf denselben Vulkan beziehen.

Die Wasserbewegungen im Gefolge untermeerischer Ausbrüche.

Die Wasserbewegungen im Gefolge untermeerischer Ausbrüche.

Der im Meer sich abspielende Ausbruch erzeugt, zumal wenn er stürmisch unter Explosionserscheinungen verläuft, Wellenbewegungen des Wassers. Dieselben hat Rudolph (30) in seiner Studie über marine Erdbeben und Eruptionen eingehend untersucht. Ihm werde ich in der Behandlung des Problems folgen. Alle Berichte von untermeerischen Ausbrüchen wissen übereinstimmend zu erzählen, dass grössere und kleinere Wasserstrahlen mehr oder weniger hoch aufgeworfen werden, so dass die Wasserfläche den Eindruck hervorruft, als wenn der Ozean in heftiges Sieden geraten sei. Diese Erscheinung muss offenbar mit dem Ausbruch eng zusammenhängen, sie kann nur durch eine senkrecht zur Oberfläche gerichtete Stosswirkung erzeugt werden, wie die Sprengungen unter Wasser bestätigen. Ein tektonisches Seebeben, das durch eine Bewegung des Meeresbodens ausgelöst wird, macht sich allgemein nicht durch die oben beschriebene Oberflächenbewegung bemerkbar. Sobald die Bebenwelle aus der Erde in die elastische Wassermasse eintritt, wird sie gebrochen und pflanzt sich in diesem isotropen Medium als Kugelwelle mit

der Geschwindigkeit des Schalles im Wasser fort. Trifft diese Welle auf den Schiffskörper, so wird sie als Stoss oder Erzittern verspürt. Das Schiff wird emporgehoben oder zur Seite gestossen, je nach der Richtung, aus welcher es den Stoss erhält.

Der Explosionsstoss pflanzt sich dagegen auf Grund der Threlfall'schen Versuche einmal durch ein wirkliches Fortbewegen der Explosionsprodukte in dem umgebenden Medium, also im Meereswasser, dann durch eine Wellenbewegung, welche sich dem Medium mittheilt, fort. Durch die vulkanische Explosion erhalten die Gase in sehr kurzer Zeit eine hohe Geschwindigkeit, die ihnen die Kraft eines plötzlichen Stosses verleiht. Derselbe hat beim Übergang in ein anderes Medium eine kurze, elastische Welle von hoher Intensität zur Folge. Tritt diese Welle senkrecht auf die Oberfläche des Meeres, so gibt die oberflächliche kapillare Wasserhaut an einigen Stellen leichter als an anderen nach, einzelne Wasserstrahlen werden emporgeschleudert, und es wird der Eindruck des Wallens der See hervorgerufen. Die Hauptwassermasse wird erst später aufgeworfen, sie rührt von der Ausdehnung der Explosionsgase her, die zuletzt in Blasen aus dem Meere aufsteigen.

Besonders bemerkenswert aber ist das Ergebnis, dass die grossen Flutwellen genetisch nicht mit tektonischen Seebeben, sondern stets mit submarinen Eruptionen zusammenhängen. Bestehen dieselben in Explosionen, so lösen sie stets Flutwellen aus. Auf diese Weise versucht R u d o l p h das Phänomen physikalisch zu erklären.

Die grossen Flutwellen als Folge submariner Ausbrüche und nicht der Seebeben.

Der umgekehrte Fall, dass dem Seebeben erst die subozeanische Eruption folgt, kommt ebenfalls vor, wie ja auch auf dem Lande die Erdbeben gewöhnlich Ausbrüchen vorausgehen.

Die gasförmigen Produkte untermeerischer Vulkane.

Untersuchungen über die Natur der gasförmigen Exhalationen eines untermeerischen Ausbruchs sind in den wenigsten Fällen angestellt worden. Die Berichte melden gewöhnlich nur diejenigen Gase, die sich dem Geruchssinn besonders bemerkbar machen. Weiter geht aus den Beobachtungen mit Gewissheit hervor, dass die Gase zum Teil verbrennbar sind und bei der Berührung mit dem Sauerstoff der Luft sich entzünden und sichtbare Verbrennungserscheinungen hervorrufen. Die Gase gelangen also in einem nicht völlig oxydierten Zustand ins Freie. Die Wasserbedeckung hält den Sauerstoff der Luft fern; so haben die submarinen Gasexhalationen ihren ursprünglichen Charakter besser gewahrt als auf dem Lande.

Es gelang F o u q u é (14), Gase bei der Eruption von Santorin

unmittelbar aus dem Meere aufzufangen. Er konnte in dem verbrennbaren Anteil besonders Wasserstoff und Methan nachweisen.

Die übrigen Gase sind die gewöhnlichen, nämlich Chlorwasserstoff, Schwefeldioxyd, Kohlensäure, Schwefelwasserstoff und Stickstoff. Die beiden ersten, nämlich HCl und SO₂, entweichen nur bei Temperaturen von über 100 °.

Zusammensetzung der Gase, die von Fouqué unmittelbar über dem Wasser zwischen Nea Kameni, Giorgios und Amphroessa am 17. März 1866 aufgefangen und analysiert sind.

	1	2	3	4
H ₂ S =	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
CO ₂ =	37,04	37,24	36,42	35,60
H ₂ =	27,10	28,12	29,43	30,09
CH ₄ =	0,43	0,47	0,86	0,81
O ₂ =	0,41	0,51	0,32	1,46
N ₂ =	35,02	33,66	32,97	32,04
Sa. =	100,00	100,00	100,00	100,00
Temperatur =	73 °	75 °	78 °	61 °

Mit dem Augenblick, wo der submarine Vulkan in den subaërischen übergeht, treten die brennbaren Gase zurück, ihre Oxydation findet bereits vor ihrem Austreten z. T. statt. Das ist der einzige Unterschied von den Landfumarolen.

Literatur:

1. A. Geikie. The Ancient Volcanoes of Great Britain Vol. I und II. London 1897. S. 368.
2. G. Poulett Scrope. Über Vulkane. Übersetzt von G. A. von Klöden. Berlin 1872. X. Kapitel. S. 198.
3. G. Mercalli. I Vulcani attivi della Terra Milano 1907. Kap. V. S. 259.
4. Karl Schneider. Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911.
5. A. Bergeat. Die äolischen Inseln. Abhandl. der Kgl. Bayer. Akad. der Wiss. II. Kl. 20. I. Abt. 1900. S. 251—270.
6. O. Krümmel. Handbuch der Ozeanographie, Bd. I. Stuttgart 1907. S. 96—98.
7. J. Friedländer. Beiträge zur Geologie der Samoainseln. Abh. d. K. Bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. 24. Bd. III. Abt. 1910. S. 511.
8. C. Gagel. Die mittatlantischen Vulkaninseln. Handbuch der regionalen Geologie. VII₁₀. Die Caldera von La Palma. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1908. S. 168—250. 1 Karte, 12 Tafeln.
9. T. Wakimizu. The ephemeral Volcanic Island in the Iwô-jima Group. Publ. of the Earthquake Investigation Committee in foreign Languages. No. 22. Sect. C. Art. 1. Tokyo 1908.
10. W. Deecke. Geologischer Führer durch Campanien. Berlin 1901. S. 84.

11. S. Yoshiwara. Geological Age of the Ogasawara Group (Bonin Island) as indicated by the occurrence of Nummulites. Geological Magazine Dek 4. 9. 1902. S. 296.
12. Y. Kikuchi. On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Islands. Journ. of the Coll. of Science Imp. Univ. Tokyo Vol. III. 1890. S. 73.
13. J. Petersen. Beiträge zur Petrographie von Sculphas Island Peel Island, Hachigo und Miyake-shima. Der Boninit von Peel Island. Jahrb. der Hamburger wiss. Anstalten 8. Hamburg 1891.
14. F. Fouqué. Santorin et ses Eruptions. Paris 1879.
15. H. J. Johnston-Lavis. The South-Italian Volcanoes. Naples 1891. 8°. 342 S.
16. W. Sartorius von Waltershausen. Der Aetna. Herausgegeben und bearbeitet von A. v. Lasaulx. Bd. I u. II. Leipzig 1880.
17. E. Reclus. Les Volcans de la Terre. Société belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe. Bd. II. 1908. Bd. III. 1910.
18. G. Steinmann. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 16. 1905. 50 S.
19. E. Suess. Antlitz der Erde. III₃. S. 664.
20. E. Kaiser. Blatt Dillenburg. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Lieferung 101. Gradabteilung 67. Nr. 18. Berlin 1907.
21. R. Brauns. Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. N. J. f. Min. BB. 27. 1909. S. 261—325. 28. 1909. S. 379—420. Junge und alte Vulkane Deutschlands. Aus der Natur. 2. Jahrg. 1907. S. 584 u. 619.
22. E. Reuning. Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn—Driedorf. N. Jahrb. f. Min. BB. 24. 1907. S. 390—496. Taf. XXV—XXXV. 14. Textf.
23. O. Krümmel. Handbuch der Ozeanographie. Stuttgart 1907. Bd. I. S. 116 u. 96—99.
24. W. Volz. Nord-Sumatra. I. Die Batakländer. Berlin 1909. 395 Seiten. Zur Geologie von Sumatra. Geol. palaeont. Abhandl. v. E. Koken. N. F. 6. Jena 1904. S. 88 und Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuss. Akad. der Wiss. Berlin. Math. phys. Kl. 1907. VI. S. 127—140.
25. G. Steinmann. Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. Geol. Rundschau. 1. 1910. S. 31.
26. P. Marshall. New Zealand and adjacent Islands. Handbuch der regionalen Geologie. VII. 1. S. 38.
27. W. Filchner. Deutsche Antarktische Expedition. Mit einer Tiefenkarte des atlantischen Ozeans von M. Groll. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1912. Tafel II.
28. H. S. Washington. Submarin Eruption of 1831—1891 near Pantellaria. Am. Journ. of Science. 1909. XXVII. S. 131—150.
29. K. Schneider. Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911. Schneider hat einen Vulkankatalog zusammengestellt, der eine Anzahl submariner Eruptionen mit ihren geographischen Positionen enthält. Diese sind nicht ganz zuverlässig. Nr. 352 liegt auf dem Lande. Gemeint ist wohl ein submariner Ausbruch südlich von Aden. Auch die submarinen Ausbrüche des Tongabogens würden nach Schneiders Positionsangaben jenseits des Aussenrandes der Vortiefe zu liegen kommen. Sie gehören aber dem Tongabogen selbst an. Um zu verhüten, dass auf Grund dieser

ungenauen Angaben falsche Schlüsse gezogen werden, seien diese Daten hiermit korrigiert.

30. E. Rudolph. Über submarine Erdbeben und Eruptionen. Beiträge zur Geophysik. 1. 1887. S. 133—365.

31. G. Gerland. Vulkanistische Studien. Beiträge zur Geophysik II. 1895. S. 25—70.

32. A. Ricco. Annali dell'Ufficio centrale Meteorologico e Geodinamico Ser. II. Parte 3. Vol. XI. Referat von Buttler: Nature. 45. 1891/1892. S. 584—585. Das Original war mir nicht zugänglich.

33. G. F. Becker. Reconnaissance of the Gold Fields of Southern Alaska, with some notes on General Geology. U. S. Geol. Survey. 18. Ann. Rep. 1896/97. Part. III. S. 12.

34. Referat eines Vortrages von Ph. Smith vor der geol. Gesellschaft in Washington 1908. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1908. S. 574. Die Originalarbeit war mir nicht zugänglich.

VIII. Kapitel.

Die Oberflächeneruptionen und ihre Beziehungen zu den vulkanischen Erscheinungen der Tiefe.

Die vulkanischen Erscheinungen, die sich auf der Oberfläche der Erde abspielen, pflegt man als „Vulkanismus“ im engeren Sinne zu bezeichnen. Unter Betonung der Einheitlichkeit aller Vorgänge, die Magma-massen aus der Tiefe nach aussen, also in radialer Richtung der Erde bewegen, ist der Vulkanismus der Oberfläche nur eine Teilerscheinung. Wenn wir das Prinzip der Zonengliederung auch auf diese Klasse geologischer Begebenheiten anwenden, so ist derselbe der Inbegriff aller vulkanischer Erscheinungen, die sich in der Zone der Atmosphäre abspielen.

Das Wesen der vulkanischen Erscheinungen der Oberfläche.

Um das vulkanische Phänomen der Oberfläche in seiner Bedeutung richtig zu erfassen und den Schlüssel zum Verständnis der Erscheinung zu finden, ist eine Grundfrage zu beantworten, von der, wie Stübel stets mit Nachdruck betont hat, die Eigenart des Oberflächenvulkanismus allein abhängt.

Sind die Vulkane oder die Stellen, an welchen das Magma zutage tritt, Orte, die von Anfang an und dauernd die Verbindung zwischen Magmazone und Aussenwelt vermitteln, also permanente Essen, wenn sie auch nur zeitweilig in den Zustand der Tätigkeit treten, oder ist der Vulkanismus dort, wo er auftritt, nur eine zeitlich vorübergehende Erscheinung? Mit anderen Worten, öffnen sich die vulkanischen Essen an bestimmten Stellen nur vorübergehend, um nach einer gewissen Zeit wieder ihre Tätigkeit zu schliessen, zu ersterben?

Eine Antwort in letzterem Sinn gibt bereits die Tatsache, dass unter der Unzahl von Vulkanbergen der Erde nur die wenigsten wirklich tätig sind, d. h., dass beglaubigte Nachrichten von ihren Ausbrüchen vorliegen oder dass Spuren ihrer Tätigkeit erkennbar sind. 0,25 bis 1 % beträgt das Verhältnis aktiver Vulkane zu den erloschenen oder ruhenden nach einer Schätzung Stübels, je nachdem man den Begriff der noch tätigen Vulkane enger oder weiter fasst.

Unsere heutigen Vulkane stehen auf einer relativ jungen Unterlage. Sie bauen sich über tertiären, mesozoischen, selten älteren Sedimenten

auf. Wenn der Vulkanschlot als Auswürflinge Bruchstücke dieser Schichten zutage fördert, so müssen dieselben sich in dem nicht aufgeschlossenen Untergrund des Berges wirklich anstehend vorfinden. Die Essen stehen auf nicht vulkanischem Grund, sind daher nicht von Anfang an bestehende permanente Essen, sondern in verhältnismässig junger Zeit gebildet. Wir kennen keinen einzigen Vulkan, welcher seit dem Archaikum dauernd, wenn auch mit grösseren Unterbrechungen, vulkanischen Produkten den Austritt gestattet hätte. Diese Erfahrung berechtigt zu dem Schluss, dass auch der jetzt tätige Vulkan in Zukunft einmal seinem Ende entgegengehen wird. Die vulkanischen Gebiete der Gegenwart haben ihre erste Anlage gewöhnlich in der Tertiärzeit erfahren. Nur in wenigen Fällen mag dieselbe noch bis in das Mesozoikum zurückreichen. Die permisch-carbonischen Ausbruchszentren dagegen haben eine andere Lage, ebenso die noch älteren.

Vulkanische Äusserungen haben wohl zu keiner Zeit völlig geruht, nur ihre Anordnung hat gewechselt, ihre Intensität ist nicht immer die gleiche geblieben. Deutlich heben sich in der Entwicklungsgeschichte der Erde Perioden des Anschwellens und der Abschwächung der vulkanischen Kräfteäusserung ab.

Die Unabhängigkeit benachbarter Vulkane von einander lehrt, dass ein unterirdischer Zusammenhang zwischen denselben nicht besteht, ihre Essen also nicht bis zur Magmazonen reichen können.

Diese erste Grundfrage lässt sich demnach mit voller Sicherheit in dem Sinne beantworten, dass das vulkanische Ereignis an einer bestimmten Stelle der Erde nur eine vorübergehende Erscheinung ist.

Wenn aber jeder tätige Vulkan in absehbarer Zeit seinem Ende entgegengehen und einmal erlöschen muss, so ist daraus zu schliessen, dass das Magmareservoir, aus dem er sein Material bezieht, nicht die nach menschlichen Begriffen unerschöpfliche Magmazonen ist, sondern ein begrenzter Herd mit einem bestimmten, erschöpfbaren Energiequantum, dessen Abgabe die vulkanischen Erscheinungen auslöst und das sich in der Förderung von magmatischen Produkten ausgibt. Die Grösse der Vulkanberge wird demnach abhängen von der Energie des speisenden Herdes, die abgegeben werden kann, bis die geologische Gestaltung zum Abschluss gekommen ist.

Einteilung der vulkanischen Erscheinungen der Oberfläche.

Eine Systematik der vulkanischen Gebilde der Oberfläche kann von verschiedenen Gesichtspunkten ausgehen. Entweder wird die Beschaffenheit des Baumaterials der Vulkanberge oder ihr Bauplan zugrunde gelegt. Wieder andere Versuche lassen sich von rein genetischen

Gesichtspunkten leiten und sind daher nicht frei von theoretischen Vorstellungen. Im Jahre 1866 schlug v. Seebach (1), nachdem die v. Buchschen Theorien überwunden waren, eine Einteilung der Vulkane in zwei Gruppen vor. Er unterschied „Homogene Vulkane“ und „Stratovulkane“. Diese Einteilung wurde allgemein angenommen und hat sich bis auf den heutigen Tag zu behaupten gewusst.

Der homogene Vulkan entsteht durch Massenausbrüche von Laven. Der Krater fehlt ganz oder hat nur eine sehr untergeordnete Bedeutung. Die Oberflächengebilde, die auf diesem Wege aufgeschüttet werden, sind Domvulkane von gleichmässiger petrographischer Beschaffenheit, ohne dauernden Krater. Im Gegensatz hierzu zeigt der Stratovulkan einen bunten Wechsel von Laven und vulkanischen Aschen. Die vulkanischen Massen lassen in ihrer Lagerung eine radiale oder konzentrische Anordnung um eine mehr oder weniger vertikale Achse erkennen. Dies ist der Typus des „Zentralvulkans“. Eine Aneinandergliederung mehrerer derartiger Zentralvulkane liefert die „Reihenvulkane“. Beide ordnen sich der grösseren Einheit der Stratovulkane unter.

Gegen diese von v. Seebach herrührende Einteilung kann man höchstens den Einwand erheben, dass auch homogene Vulkane durchaus nicht jeder Schichtung entbehren. Dieselbe entsteht vielmehr durch Übereinanderfliessen einzelner Lavaströme. Ferner sind Stratovulkane durchaus nicht immer inhomogen. Man kennt Vulkankegel, die sich nur aus homogenem, vulkanischen Lockermaterial aufbauen. Die Seebachsche Einteilung stützt sich auf die Beschaffenheit des Baumaterials der Vulkane.

Vom Bauplane der Berge ausgehend stellt Mercalli in seinem Buch die Spaltenvulkane „*vulcani spaccatura*“ den „*vulcani a condotto centrale*“ gegenüber, die sich über einem zentralen Förderschlot aufbauen. Die Spalten haben allerdings in erster Linie Massenergüsse geliefert, die sich in Form eruptiver Decken auf der Oberfläche ausbreiteten, vulkanische Gebilde, die den homogenen Vulkanen v. Seebachs entsprechen würden. Nun hat Daly (2) gezeigt, dass Deckenergüsse auch noch das Ergebnis anderer Formen des Magmadurchbruchs zur Oberfläche sein können. Der Begriff der Spalteneruption ist daher zu eng, um alle Fälle von Lavaüberflutungen zu umfassen. Daly stellt deshalb in seiner Systematik die „Masseneruption“ der „Zentraleruption“ gegenüber. Einer derartigen Systematik fehlt die Einheitlichkeit des Prinzips. Die Masseneruption wird durch die Beschaffenheit ihres geförderten Materials als hauptsächlich aus massiger Lava gekennzeichnet, die Zentraleruption dagegen durch die Form des Magmadurchbruchs.

Der zumal in Island verbreitete Typus des „Lava-“ oder „Schildvulkans“ ist das Ergebnis von Zentraleruptionen, er besteht nur aus massiger Lava und würde also beiden Abteilungen gleichzeitig angehören.

Da demnach die bisher übliche Systematik der Oberflächeneruptionen nicht frei von Mängeln ist, erscheint es notwendig, eine neue zu schaffen, die, von einem einheitlichen Prinzip ausgehend, alle nur denkbaren Fälle umfasst. Die dem Bauplan der vulkanischen Berge zugrunde liegende erste Anlage — das ist die Form des Magmadurchbruchs — diene als Ausgangspunkt. Magmadurchbrüche zur Oberfläche können nur von der Linie, von der Fläche oder dem Punkt ausgehen. Danach können die Oberflächeneruptionen in drei Gruppen eingeteilt werden.

1. Die Lineareruptionen.

Linear- und
Arealeruptionen.

In diese Gruppe gehören die Spalteneruptionen. Die vulkanischen Kräfte äussern sich längs Linien (Spalten).

2. Arealeruptionen.

Diese Gruppe umfasst alle flächenhaft erfolgenden Magmadurchbrüche. Über flächenhafte Teile der Oberfläche sich erstreckende Durchschmelzmassen würden hierher zu zählen sein.

Die Linear- und Arealeruptionen liefern Deckenergüsse mit flächenhafter Ausbreitung und einseitiger Gefällsrichtung. Die geflossene Lava nimmt unter den geförderten Produkten die erste Stelle ein. Sie sind daher in erster Linie Masseneruptionen.

3. Zentraleruptionen.

Zentral-
eruptionen.

Zentraleruptionen sind Eruptionen, die von einem Punkt, einem Zentrum ausgehen. Die Anordnung nach Linie, Fläche, Punkt erschöpft alle nur denkbaren Fälle.

Der dritte Typus entspricht den Äusserungen vulkanischer Kräfte, wie sie sich vor allem heute vor unseren Augen abspielen. Die Produkte der Magmas treten an bestimmten Stellen der Oberfläche zutage. Man kann daher diesen Typus als den der „Zentraleruption“ bezeichnen, da die Ausbrüche an bestimmte Zentren gebunden sind. Alle Produkte des Ausbruchs lagern sich periklinal, nach allen Seiten abfallend um den Ausbruchspunkt herum ab. Es entsteht auf diese Weise ein mehr oder weniger kegelförmiges Oberflächengebilde, welches der Sprachgebrauch als „Vulkan“ zu bezeichnen pflegt. Die Vulkane sind in den meisten Fällen positive Reliefformen, d. h. Erhabenheiten des Bodens, hervorgerufen durch Ablagerung des ausgestossenen vulkanischen Materials. Wenn man daher mit dem Vulkan die Vorstellung eines Berges verknüpft, so trifft dieselbe in den meisten Fällen auch wirklich zu. Aber auch negative Reliefformen, d. h. Hohlformen, können auf diese Weise geschaffen werden, z. B. die Maare. Bei Linear- und Arealeruptionen

kann von Vulkanen in diesem Sinne nicht die Rede sein. Der Vulkanberg im engeren Sinne ist ein Gebilde, welches nur die Zentraleruption schafft, er ist für dieselbe charakteristisch.

Die Eigentümlichkeit der periklinalen Ablagerung der vulkanischen Produkte ergibt sich aus der Art und Weise, wie das Magma und seine Produkte dem Vulkan zugeführt werden.

Bei jeder Zentraleruption hat der Zufuhrkanal oder Hauptförderschlot, die Vulkanesse, eine angenähert zylindrische Gestalt. Der Querschnitt ist in den normalen Fällen ein rundlicher, kreisrunder, elliptischer oder ovaler. Durch diesen Querschnitt treten die magmatischen Produkte hindurch zur Oberfläche, wo sie dann nach allen Seiten abfallend zur Ablagerung kommen müssen. Der Vulkanschlot mündet gewöhnlich in eine trichterförmige oder auch steilrandige Vertiefung, den Krater des Vulkans. Die röhrenförmige Beschaffenheit des Förderschlotes bedingt demnach die Eigenart der Zentraleruption.

Die Linear- und Arealeruptionen dagegen verdanken ihre Entstehung einer anderen Art der Magmenzufuhr. Nicht aus zylindrischen Röhren, sondern aus unregelmässigen, grösseren Öffnungen oder nach einer Richtung sich erstreckenden, klaffenden Spalten gelangt das Magma nach aussen. Die Art der Aufhäufung ist dementsprechend eine andere. Es fehlt die perizentrische Anordnung der geförderten Produkte. Die Linie oder die Fläche tritt als orientierendes Moment in Erscheinung. Lavadecken mit einseitiger Gefällsrichtung oder Lavaüberflutungen ohne Gefällsrichtung werden charakteristisch.

Bestimmend für die Gestalt der oberflächlichen vulkanischen Gebilde wird, wie wir gesehen haben, die Art und Weise des Magmadurchbruch zur Oberfläche. Unter Tage müssen die Zufuhrwege des Magmas als Intrusivkörper erscheinen. Die verschiedenen Formen der Intrusivkörper bedingen auch verschiedene Arten des Magmadurchbruchs. Intrusivkörper projizieren sich auf die Oberfläche wiederum als Punkt, Linie oder Fläche, je nach ihren herrschenden räumlichen Dimensionen.

Der „Neck“ ist die einzige röhrenförmige Intrusivform mit rundlichem Querschnitt, der im Verhältnis zu der Länge der mehr oder weniger vertikal gestellten Achse nur verschwindend klein ist. Der Neck projiziert sich auf die Oberfläche als Punkt. Er muss bei seinem Durchbruch die Zentraleruption erzeugen. Der Schlot eines Zentralvulkans kann demnach nur ein Neck sein. Aus dieser Erkenntnis ist zu schliessen, dass der Vulkanschlot gleicher Entstehung wie der Neck ist.

Linienhaft ist die Projektion eines Ganges. Bricht derselbe zur Oberfläche durch, so entsteht die Lineareruption. Der Gang in der Tiefe und die Lineareruption über Tage gehören unzertrennbar zu einander.

Die übrigen Intrusivformen wie die „Batholithe“ und „Lakkolithe“ projizieren sich flächenhaft. Ihre Durchbruchformen weisen daher flächenhafte Dimensionen auf. Sie müssen die Arealeruptionen auf der Oberfläche erzeugen. Ein Durchbruch derartiger Intrusivkörper entsteht durch Einbrechen der Dachpartien. Wie dies geschieht braucht an dieser Stelle nicht erörtert zu werden.

Die Unterschiede in der Natur der geförderten vulkanischen Produkte bei den drei Klassen von Oberflächeneruptionen.

Das vulkanische
Material der
Linear- und
Arealeruptionen.

Die weiten Öffnungen, die bei der Arealeruption dem Magma den Austritt gestatten, bringen es mit sich, dass dasselbe sich in Form mächtiger Decken ausbreiten kann. Die Lava stellt das ausschliessliche Produkt der Förderungen dar. Arealeruptionen sind Masseneruptionen im wahrsten Sinne. Das gleiche gilt für die Lineareruption, doch fehlen bei ihr die losen vulkanischen Massen nicht völlig, wie später gezeigt werden wird. Anders bei der Zentraleruption. Hier verbietet bereits der enge Querschnitt des Förderkanals das Hervortreten gewaltiger Lavafluten. Die Lava, die sich aus dem Krater eines Vulkans ergiesst, ist in ihrem Volumen nicht entfernt mit den deckenartigen Strömen vergleichbar. Es wurde gezeigt, dass die Entstehung des Necks und damit auch die Geburt eines Vulkans stets auf explosive Vorgänge zurückzuführen ist. Explosionsartige Vorgänge spielen am Zentralvulkan gewöhnlich eine grosse Rolle und sind weit wichtiger als die Lavaförderung. Der Vulkanschlot dient also als Ventil für die juvenilen Gase. Dieselben sind das Hauptprodukt der vulkanischen Förderung bei der Zentraleruption. Da das lockere vulkanische Material, wie Aschen, Lapilli usw., genetisch stets mit Gasexplosionen zusammenhängt, so ist es verständlich, dass bei den Zentraleruptionen das pyroklastische Material, die Tuffe, eine ungleich grössere Rolle spielen muss als die feste Lava.

Vulkanisches
Material der
Zentraleruption.

So erklärt sich die Verschiedenheit in den geförderten Produkten. Bei den Massenergüssen der Areal- und Lineareruptionen ist die Lava die Hauptsache, die gasigen magmatischen Produkte treten dagegen in den Hintergrund. Bei den Zentraleruptionen ist die Förderung der juvenilen magmatischen Gase und lockeren Auswurfsmassen die Hauptsache, die Lava tritt dagegen zurück.

Zeitliche Folge der drei Klassen von Oberflächeneruptionen.

Zeitliche Folge
der Areal-,
Linear- und
Zentral-
eruptionen.

Die Areal-, Linear- und Zentraleruptionen stellen offenbar drei verschiedene Intensitätsgrade des Oberflächenvulkanismus dar.

Die Arealeruptionen entsprechen den stärksten Reaktionen der Tiefe gegen die Oberfläche, die Zentraleruptionen den schwächsten, während

die Lineareruptionen in der Mitte stehen. Ist die in der Einleitung entwickelte Auffassung von dem Wesen des Oberflächenvulkanismus die richtige, so muss zwischen den drei Eruptionsklassen eine zeitliche Beziehung bestehen. Dieselbe lässt sich in der Tat finden.

Nach den Vorstellungen, die wir uns von dem Werdegang unserer Erde machen, müssen in der frühesten Zeit, als die Mächtigkeit der festen Erdrinde nur gering war, Magmendurchbrüche und Lavaüberflutungen grossen Stiles eine sehr häufige Erscheinung gewesen sein. Was sind dies aber anders als Arealeruptionen? Es ist ferner zu erwarten, dass mit zunehmendem Alter der Erde die Arealeruption an Häufigkeit abnehmen wird. Um Beispiele von Arealeruptionen zu finden, muss man bis ins Tertiär, in die Zeiten des letzten Höhepunktes vulkanischer Kräfteentfaltung, oder noch weiter zurückgreifen. Aus der Gegenwart ist kein einziges Beispiel einer Arealeruption bekannt.

Lineare Eruptionen sind ausserordentlich verbreitet während der paläozoischen und tertiären Eruptionsperioden. Sie kommen auch heute noch vor, wenn auch nicht häufig und sind auf Regionen besonders intensiver vulkanischer Kräfteentfaltung beschränkt. Die Zentraleruption als abgeschwächteste Form des Vulkanismus muss zeitlich der Lineareruption folgen. Die Reihenfolge der Ereignisse in einem normalen vulkanischen Zyklus ist Areal-, Linear- und Zentraleruption. Diese Folge wird durch die Erfahrung vollauf bestätigt. Island, Irland und Schottland zeigen zu verschiedenen geologischen Zeiten stets nach Massenergüssen vom Plateautypus Ausbrüche aus zentralen Schloten.

Es bestehen demnach enge Beziehungen zwischen den Formen des Vulkanismus der Oberfläche und den Intrusionen der Tiefe. Welcher Art dieselben sind, darüber gibt uns die Natur selbst Auskunft in vulkanischen Gebieten, deren Untergrund bis zu geringerer oder grösserer Tiefe durch die Erosion freigelegt ist.

Das Verhältnis der Oberflächeneruptionen zu den Intrusionen der Tiefe.

Der Vulkanherd.

Die alte Anschauung, die oben bereits als unrichtig zurückgewiesen Der Vulkanherd. wurde, erblickte in den Vulkanen Ventile, die das zentrale Erdfeuer sich zur Oberfläche geöffnet hat. Sie wurde ersetzt durch die Vorstellung begrenzter und erschöpflicher Magmareservoirs, die von einander getrennt sind und Vulkane der Oberfläche speisen. Man bezeichnet sie als Vulkanherde. Den Vulkanherd müssen wir uns vorstellen als eine räumlich begrenzte, flüssige und daher aktionsfähige Magmamasse innerhalb

der festen Erdrinde, die durch den Vulkanschlott oder auf andere Weise mit der Oberfläche der Erde zeitweilig in Verbindung tritt.

Die bei der Eruption geförderten vulkanischen Produkte entstammen dem Vulkanherd. Derselbe ist gleichzeitig als Ausgangspunkt der Ausbrucherscheinungen aufzufassen. In ihm muss die Energie aufgestapelt sein, die sich als vulkanische Kraft gegen die Oberfläche äussert.

Eine begrenzte Magmakammer innerhalb der festen Rinde, welche Gestalt sie auch haben mag, kann nur ein Intrusivkörper sein. So führen diese Deduktionen zu dem Resultat, dass jeder Intrusivkörper, Gang, Lakkolith, Batholith usw. zum Vulkanherd wird dadurch, dass er Ausgangspunkt vulkanischer Oberflächeneruptionen wird.

Bei den Areal- und Lineareruptionen entleeren sich die Herde unmittelbar zur Oberfläche. Bei der Zentraleruption stellt der Vulkanschlott die Verbindung zwischen Herd und Oberfläche her.

Stübel's Theorie
der peripheri-
schen Herde.

Besonders betonte Stübel die peripherische Lage der Herde. Er lehrte, dass sich der abkühlende Planet mit einer ersten Erstarrungskruste bedeckte, dieselbe noch oft durchbrochen und von Magma überflutet wurde, welches wiederum der Erstarrung anheimfiel und schliesslich eine ständig mächtiger werdende Panzerkruste schuf, die die Erde rings umschalt und die Unterlage der eigentlichen Stratosphäre abgab. Die Bildung der Sedimenthülle setzte mit dem Augenblick ein, als das Wasser in flüssiger Phase auf der Erdoberfläche existenzfähig wurde. In dieser Panzerdecke sind nach Stübel's Ansicht als Überreste des Vulkanismus jener allerfrühesten Zeit Einlagerungen flüssigen Magmas übriggeblieben, die als die speisenden Vulkanherde gedacht werden. Der Herd ist rings abgeschlossen und geht einer Abkühlung und völligen Erschöpfung langsam entgegen. Es ist denkbar, dass der peripherisch gelegene Vulkanherd mit weit tiefer gelegenen Herden zweiten Grades in Verbindung steht und diese wieder mit solchen dritten Grades. Die Stübelsche Vorstellung gipfelt darin, dass die speisenden Vulkanherde nicht mit der zentralen Magmenzone mehr in Verbindung stehen; dieselbe gehört, da die Erdkruste derartig mächtig angenommen wurde, bereits einer gegen die Oberfläche längst nicht mehr reaktionsfähigen Tiefe an.

Die Stübelsche Hypothese enthält sicherlich einen richtigen Kern insofern, als die Vulkanherde peripherisch liegen und nicht mit der Magmenzone notwendig zu kommunizieren brauchen. Jedoch sie als Überreste des frühesten Vulkanismus aufzufassen, dafür fehlen die Beweise. Der Magmawechsel, der im Laufe der Zeit eingetreten ist, spricht sogar stark gegen eine derartige Auffassung.

Der Untergrund der Vulkane.

Ältere Vulkangebiete, deren Oberflächengebilde abgetragen und deren Unterlagen aufgedeckt sind, können uns allein Aufschlüsse geben darüber, wie es in ihrem Untergrund aussieht und auch die Frage des Vulkanherdes und der Beziehungen zwischen dem Vulkanismus der Oberfläche und dem der Tiefe lösen. An der Hand einer Reihe von Beispielen, in denen der Untergrund bis zu verschiedenen Tiefen erschlossen ist, wollen wir nunmehr die tieferen Teile eines Vulkans studieren, um Anhaltspunkte zu gewinnen, woher die Vulkanschlote ihren Ursprung nehmen.

1. Das Siebengebirge (3—5).

Das Siebengebirge ist durch C. v. Dechen (3) und in neuerer Zeit von Laspeyres (4) monographisch behandelt worden. Die Unterlage bilden die gefalteten Devonschichten des rheinischen Schiefergebirges. Dieselben werden von den Tertiärschichten der niederrheinischen Bucht, die man der Vallendarer Stufe = Ober-Oligozän äquivalent zu setzen hat, bedeckt und diese werden ihrerseits von den vulkanischen Produkten durchbrochen. Somit fällt die Ausbruchperiode des Siebengebirges in das Miozän. Als die Tätigkeit begann, lag der Strand der Bucht in 180 m heutiger Meereshöhe. Die Vulkane dieses Gebietes haben sich nach Laspeyres etwa 250 m über dem damaligen Meere erhoben. Da die Rheintalsole heute in 65 m Höhe liegt, ist das Gebiet also 365 m, der Untergrund ca. 100 m tief aufgeschlossen.

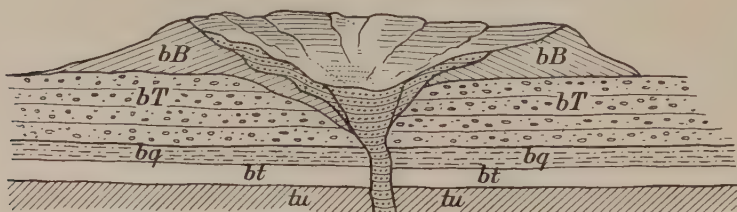
Siebengebirge.
Aufsclusstiefe
des Unter-
grundes 100 m.

Die Eruptionen begannen mit Explosionen, welche lockeres, trachytisches Auswurfsmaterial zunächst unter Wasser zur Ablagerung kommen liessen und flachgelagerte trachytische Tuffe mit Bomben über den oligozänen Sedimenten absetzten. An Ausbruchspunkten kennt man nur eine Stelle zwischen Petersberg, Hirschberg und Drachenfels, also dort, wo der Ort Königswinter liegt. Die Tuffe setzen in der Tiefe bis in das Devon hinein, die liegenden Tertiärschichten sind fortgeräumt.

Es folgen auf die Trachyte Andesite und dann Basalte. Petrographisch gehören die Trachyte zu einem besonderen Typus, der als Drachenfelstypus ausgesondert ist und zu den Alkalitrachyten mit Übergängen zu den Trachyandesiten gerechnet wird. Auch die Andesite gehören nicht in die Familie der typischen Andesite, sondern zeigen verwandtschaftliche Beziehungen zu den Trachydoleriten. Das gleiche gilt von den Basalten des Siebengebirges. Die siebengebirgische Provinz ist also eine atlantische Region. Dieser Schluss wird durch das Vorkommen von Ägirin- und Riebeckittrachyten und Essexit (Löwenburg) mit seiner Ganggefölschaft bestätigt (5).

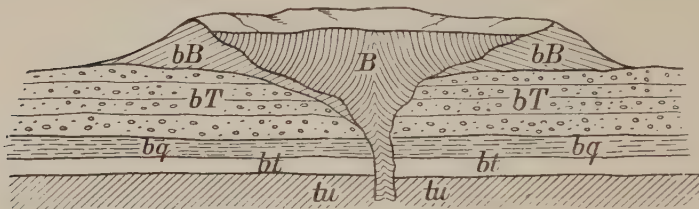
Zu einer decken- oder stromförmigen Ausbreitung ist es, abgesehen von der Dollendorfer Hardt im Norden, nirgends gekommen. Zwar sind trichterförmige Krateröffnungen ausgesprengt worden, die sich bis zum Rande mit Lava füllten, ohne überzufließen. Dieselbe erstarrte zu Kegeln, Glocken oder domförmigen Lavakuppen und wurde aus den wenig widerstandsfähigen Tuffen herausgeschält. Zwischen der massigen

Fig. 81 a.



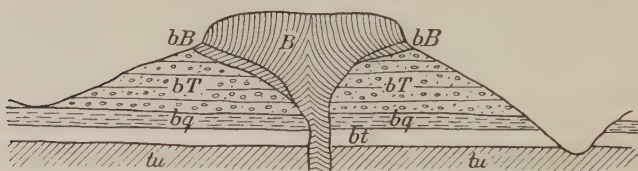
Der Krater vor der Lavaerfüllung, Siebengebirge. Nach Laspeyres.

Fig. 81 b.



Der Krater nach der Lavaerfüllung, Siebengebirge. Nach Laspeyres.

Fig. 81 c.

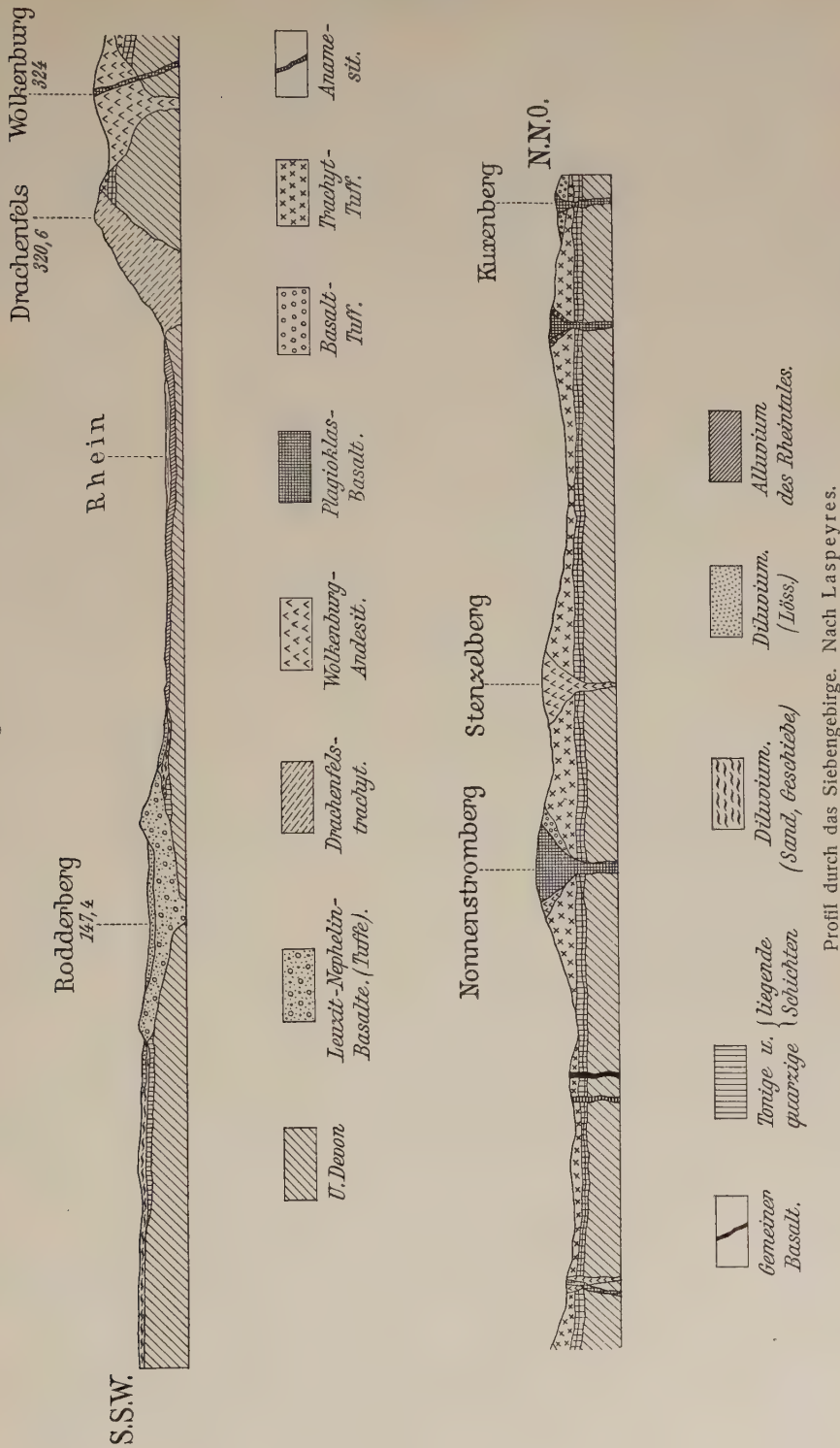
Der Krater in einem vorgerückten Stadium der Zerstörung.
Nach Laspeyres.

In Fig. 81 a—c bedeuten:
B Basalt, bB Basalttuff, bT Trachyttuff, bq quarzige Schichten, bt tonige Schichten, tu Devon.

Lava und den Tuffen der Umgebung schalten sich Tuffe, die Laspeyres als Grenztuffe bezeichnet, ein. Sie entstammen der ersten Aussprengung des Kraters und bestehen aus Material, das in den Krater zurückgefallen war, ehe die Lava nachdrang.

Fig. 81 a—c stellt den vermutlichen Zustand des Kraters vor und nach der Lavaerfüllung dar. Daneben kommen aber bereits in diesem hohen Niveau echte Stöcke, wie der Essexit der Löwenburg, vor. Das ganze

Fig. 82.



Gebiet wird von Eruptivgängen durchschwärmt, die in ihrer Anordnung eine deutliche Abhängigkeit von der tektonischen Struktur des liegenden Devon zu erkennen geben.

Fig. 82 gibt ein Profil durch das Siebengebirge nach Laspeyres.

Der Rodderberg auf der andern Rheinseite gehört zu den quartären Vulkanen der Laacherseegruppe. Er ist ein Vulkankegel aus Lockermaterial, dessen Höhe zwar bedeutend reduziert worden ist, der aber noch eine, wenn auch durch Auswaschung erweiterte Kratervertiefung, erkennen lässt.

2. Das böhmische Mittelgebirge.

Das böhmische
Mittelgebirge.
Aufschlusstiefe
des Unter-
grundes 300 m.

Durch die wertvollen Kartierungsarbeiten von Hibsich (6) ist das Vulkangebiet des böhmischen Mittelgebirges gut bekannt geworden. Die Ausbrüche begannen im oberen Oligozän und dauerten bis in das untere Miozän hinein. Sie erfüllten einen Grabenbruch auf der Südseite des Erzgebirges. Die vulkanischen Kräfte haben sich dort am intensivsten geäußert, wo der paläozoische Bruch, welcher das Elbtalgebirge gegen das Erzgebirge abgrenzt, den Mittelgebirgsgraben von NW. nach SO. quert.

Der Untergrund des Gebietes besteht aus Gneisen, Graniten und Schiefen, über denen zumal im Süden Denudationsreste permischer Ablagerungen erhalten sind. Mit dem Cenoman schreiten die Kreidesedimente transgredierend über den stark abgetragenen Untergrund. Darüber folgt das mittlere und obere Turon in mergeliger Fazies, bis 200 m mächtig, und darüber unteres und mittleres Oligozän in sandiger und toniger Entwicklung, 90—200 m mächtig. Als im Ober-Oligozän die vulkanische Periode einsetzte, war das Senkungsfeld von Süßwasser bedeckt, in dem Diatomeenschiefer zum Absatz kommen und Braunkohlenflöze sich bilden konnten. Das zum grössten Teil vulkanische Ober-Oligozän besitzt heute noch eine Mächtigkeit, welche auf 400 m anschwellen kann. In der Folgezeit hat die Denudation die vulkanischen Aufschüttungen stark reduziert. Die Abtragung des ganzen Gebietes um 300 m ist nicht zu hoch angegeben. Im Miozän und später ist durch vertikale tektonische Bewegungen eine Zerstückelung des Gebietes eingetreten.

Das böhmische Mittelgebirge ist demnach ein Vulkangebiet, dessen Oberfläche um 300 m erniedrigt und dessen sedimentärer Untergrund mit den darin steckenden Intrusivkörpern bis zu einer Tiefe von ca. 300 m aufgeschlossen ist.

Aschenkegel mit Spuren von kraterförmigen Vertiefungen sind nicht mehr erhalten. Vereinzelt Lavapartien wird man als Denu-

dationsreste von Strömen von Zentraleruptionen ansprechen dürfen. Doch fehlt der Zusammenhang und ihre Ausbruchstellen bleiben hypothetisch. Dafür ist der Untergrund enthüllt.

Die eingehenden Untersuchungen von Hibsich lassen drei verschiedene Eruptionsperioden erkennen, in der verschiedene Magmen gefördert worden sind.

Die älteste Ausbruchperiode beginnt mit der Förderung basaltischer Laven. Die ersten Produkte waren pyroklastischer Natur, die mit den Sedimenten des oligozänen Sees sich vermischten und den „Tuffithorizont“ im Liegenden bildeten. Die nun folgenden Basalte (Feldspat-, Nephelin-, Leuzit- und Magmabasalte) mit ihren Tuffen gehören den Masseneruptionen an, die sich wahrscheinlich aus Spalten ergossen und sich an der Oberfläche deckenförmig ausgebreitet haben. Ihr Herd ist nirgends aufgeschlossen. Er ist in grösserer Tiefe anzunehmen. Basaltgänge und Schlote durchsetzen nämlich das darunter liegende Oligozän und die turone Kreide. In derselben Periode sind auch die älteren Phonolithe (gewöhnlich trachytische und tephritische Phonolithe) emporgedrungen. Sie haben, da sie offenbar sehr zähflüssig waren, die Oberfläche nirgends erreicht, sondern sind als Lakkolithe in den Mergeln des Turon steckengeblieben.

Die zweite Periode hat die interessantesten und mannigfachsten Eruptivtypen geliefert: Trachydolerite (Sodalith- und Hauyntephrite) und Tephrite (Leuzit- und Nephelintephrite) mit ihren Tuffen, die allenthalben die basaltischen Decken überlagern. Ihr Magma steht seiner Zusammensetzung nach ziemlich genau in der Mitte zwischen Phonolith und Basalt.

Zu diesen Oberflächenenergüssen sind die dazugehörigen Herde in ihren höchsten Partien aufgeschlossen. Die Tephrite nehmen ihren Ausgang vom Essexit, die Trachydolerite vom Sodalithsyenit. Diese Tiefengesteine bilden Stöcke, wie die Essexitstöcke des Rongstock und auf dem anderen Elbufer die des Lechenberg bei Klein-Priesen. Diese isolierten Stöcke im turonen Mergel verfließen offenbar etwas tiefer zu einer zusammenhängenden grösseren Intrusivmasse. Anders wäre die intensive Kontaktwirkung um den verhältnismässig kleinen Rongstockessexit kaum zu verstehen. Das ganze Gebiet wird von zahllosen Gängen durchschwärmt, die radial von dem Essexitkörper ausstrahlen und von sauren und basischen Spaltprodukten des Magmas (Bostonite, Gauteite, Camp-tonite usw.) erfüllt sind.

Das gleiche gilt für die Sodalithsyenite mit ihrer eigenen Gefolgschaft. Vgl. Karte Fig. 83.

Die dritte Periode beginnt mit dem Ausbruch der Trachyte, Trachyttuffe und -gänge, die am ehesten Zentraleruptionen angehört haben

dürften, deren Lage noch mit etwas grösserer Sicherheit ermittelt werden kann. Mit ihnen gleichzeitig oder jünger sind die jüngeren Phonolithe

Fig. 83.



Essexit- und Sodalithtephritstöcke mit ihrer Ganggefolgschaft. Nach Hibs. Tscherma's Min. petr. Mitt. N. F. 29, 1910. Taf. VI.

(gewöhnlich Nephelinphonolithe) emporgedrungen. Auch sie sind wieder im Turonmergel in Lakkolithenform steckengeblieben. Ihre Spaltungsmagnen, wie Tinguait und Nephelinporphyre, durchsetzen sie gangförmig. Die Herde der Trachyte und Phonolithe sind wieder in der

nicht aufgeschlossenen Tiefe zu suchen. Hier mögen dieselben als Syenit und Nephelinsyenit erstarrt sein. Hat man doch bei Leissen in der Nähe anstehender jüngerer Phonolithe einen Block von Nephelinsyenit gefunden, der vermutlich aus der Tiefe heraufgeholt ist.

Diese dritte Eruptionsperiode mag bereits bis in das Miozän hinreichen, vielleicht gehört sogar ein Teil der Tephrite noch hierher. Bestimmt miozän sind dagegen die jüngeren Basalte im Südwesten des Gebietes, da dort miozäne Ablagerungen vorkommen und eine genaue Feststellung des Eruptionsalters zulassen.

Basalte und Phonolithe leiten den vulkanischen Zyklus ein und beenden ihn, dazwischen schalten sich die mannigfachen Differentiationsprodukte ein. Es muss ferner hervorgehoben werden, dass nur Magmen zur Eruption gelangten, die sich im Stadium des Erstarrens befanden.

Kein Differentiationsvorgang innerhalb eines gemeinsamen Vulkanherdes vermag diese Eruptionsfolge zu erklären.

Nehmen wir aber zahlreiche, kleinere, getrennte oder nur zeitweilig kommunizierende Herde an, wie die oben beschriebenen Essexit- und Sodalithsyenittiefengesteinskörper, die nebeneinander oder in verschiedenen Niveaus übereinander liegen, also Intrusivkörper, wie sie in dem Kapitel IV beschrieben worden sind, und betrachten wir diese Intrusivkörper als die Herde, die die Oberflächenenergüsse speisten, dann wird es viel leichter, diese grosse Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen in einem engbegrenzten Gebiet, die Gleichaltrigkeit verschieden zusammengesetzter Magmen und ihre Eruptionsfolge zu begreifen. Innerhalb derartiger Intrusivkörper kann die Differentiation ihren eigenen Gang nehmen, sie kann durch Zufluss neuen, anders gearteten Magmas modifiziert werden, kurz, es entstehen Möglichkeiten, die sich gar nicht aufzählen lassen.

3. Die Euganeen (7—10).

Aus der nur wenige Meter über dem Adriaspiegel liegenden Poebene erheben sich am Südrande der Alpen die stark erodierten, vulkanischen Hügel der Euganeen bei Padua, die im Mt. Venda mit 600 m kulminieren.

Das Gebiet hat schon lange die Wissenschaft interessiert, ist es doch wie kein anderes geeignet, die Verhältnisse zwischen Intrusiv- und Effusivgesteinen in einem Vulkangebiet zu enthüllen. Die eingehenden Untersuchungen von Stark (8), die allerdings noch nicht abgeschlossen sind, haben bereits eine Reihe sehr wertvoller neuer Gesichtspunkte gezeigt. Die ursprüngliche Höhe der Berge wird von Stark auf etwa 1000 m geschätzt.

Die neueren Untersuchungen haben ergeben, dass die ältere Auffassung von Reyer (7), nach der das ganze Gebiet der blossgelegte Unter-

Euganeen.
Aufschlusstiefe
des Unter-
grundes
ca. 500 m.

grund eines einzigen grossen Vulkans von Padua sei, nicht zu Recht besteht, sondern dass Gruppen von Ausbruchspunkten nachweisbar sind.

Der Untergrund besteht aus versteinerungsreichen Jurakalken, über die sich untere und obere Kreide (Biancone und Scaglia (300—400 m) legen. Es folgen tertiärer Mergel mit Nummulitenbänken, 50 m mächtig. Die Mächtigkeit der Schichten unter den ersten vulkanischen Oberflächenprodukten beträgt somit ca. 400 m. Die Tiefengesteine von Cingolina, von denen später noch die Rede sein wird, liegen an der tiefsten Stelle etwa 500 m unter der damaligen Oberfläche. Etwa 500 m beträgt somit die Aufschlusstiefe des Untergrundes. In der Eozän- oder Oligozänzeit — Stark bringt die Eruption mit der Auffaltung der Alpen in Verbindung — beginnen die vulkanischen Ablagerungen basischer Brockentuffe mit augititischen, limburgitischen und basaltischen Laven, die unter Meeresbedeckung zur Ablagerung gelangten. Nun trat eine Ruhepause ein, in der mergelige Sedimente zum Absatz gelangten (Starks Intermediärmergel). Trachyte dringen in der Folgezeit als Lagergänge und Lakkolithe in die Jura- und Kreideschichten ein und wölben dieselben auf oder werden in den basischen Sockel injiziert. Sie durchbrechen gelegentlich ihr Dach und überfluten die Oberfläche. Dieser Entstehung sind die Quarztrachytmassen des Mt. Venda. Etwas jünger sind die Plagioklastrachyte und Liparite. Der zweite Abschnitt in der Geschichte der Euganeen ist durch den Erguss saurer Magmen gekennzeichnet. (Liparite und liparitische Tuffe.) Der rhyolithische Horizont ist nach Stark unter den Oberflächengebilden ein recht konstanter. Die Eruptionsperiode schliesst mit Basalten und Andesiten ab.

Das Euganeenmagma ist pazifisch und nur wenig zur atlantischen Sippe hinneigend. Bemerkenswert ist die erstaunliche Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine und ihre örtlich ungleichmässige Verteilung. So fehlen die Ophite und Hypersthenbasalte im SW. des Gebietes, die Limburgite und Augitite gehören dem Mt. Gemola an und Basalte besonderen Typs den nördlichen Bezirken.

Nach den Starkschen Aufnahmen kann man folgende drei Gruppen von Eruptivgebilden unterscheiden.

1. Intrusivkörper. Sie bestimmen in erster Linie die Oberflächengestaltung des Geländes, indem sie die Sedimente des Daches aufwölben.
2. Die eruptiven Oberflächengebilde mit ihren Zufuhrkanälen.
3. Die Gebilde des Haupteruptionszentrums.

Die Intrusivkörper sind Gänge, Lagergänge und Lakkolithe verschiedener Form, bei welchen zum Teil die Hangendschichten, zum Teil aber auch die Basisschichten aufgeschlossen sind.

Das Verhältnis der Dicke zum Durchmesser beträgt 1 : 3 oder 1 : 2.

Mit zunehmender Wölbung des Intrusionskörpers wird die Dehnung des Daches grösser, bis dasselbe zerreißt und einen Durchbruchslakkolith liefert, der später eingehender behandelt werden soll.

Neben diesen lakkolithischen Intrusionskörpern durchbrechen grössere Trachytnassen propfenartig senkrecht die Schichten einschliesslich der basischen Tuffe. Dieselben müssen die Oberfläche erreicht und dort Quellschuppen oder Ströme geliefert haben. (Mt. Gemola). Von diesen stielartigen Intrusivkörpern gehen seitlich in die blättrigen Kreide- und Tertiärschichten dicht unter der Oberfläche lakkolithische Intrusionen hinein (9).

Diese Verhältnisse lehren, dass sich gleichzeitig mit der Zentraleruption sehr dicht unter der Oberfläche Intrusionen abspielen können. Der Zusammenhang zwischen Intrusionen und Effusionen ist also ein sehr inniger. Weitgehende Assimilation des Nebengesteins hat in diesem Gebiet keine Rolle gespielt. Das Magma ist sehr zähflüssig und kühl gewesen. Stark schätzt die Temperatur zur Zeit der Intrusion auf höchstens 900°. Infolgedessen ist die Kontaktwirkung auch wenig intensiv. Neben diesen stielartigen Intrusivkörpern, deren Bahnen wohl auch durch explosive Vorgänge angelegt sein mögen, treten regelrechte Tuffröhren auf, die von basaltischem, trachytischem und liparitischem Material erfüllt sind.

Im Gebiet des Haupteruptionszentrums herrschen in der Gesteinswelt Plagioklastrachyte und Liparite - die Sedimente treten stark zurück. Tuffröhren liparitischer und trachytischer Natur, liparitische Decken und Stiele der Trachytkörper des Monte Rua schaffen eine grosse Mannigfaltigkeit. Bei Cingolina haben im Plagioklastrachyt bereits H. Reusch, F. Graeff und R. Brauns (10) u. a. körnige Tiefengesteine, Augitsyenit und Olivinabbro usw. gefunden, Tiefengesteine, die petrographisch den geförderten Laven genau entsprechen. Die Deutung dieser Vorkommen ist aus dem Verband nicht klar ersichtlich. Stark spricht sie für heraufgeschleppte Schollen an, die durch den Trachyt- oder Liparitkörper mitgerissen und in ihre heutige Lage gebracht worden sind. Die Gangsysteme bevorzugen zwei Richtungen. Die eine verläuft parallel dem Streichen des Schiobruchsystems, die zweite O-W in der Längsachse des Eruptivgebietes. Das Hauptausbruchszentrum findet sich im Schnitt beider Richtungen. Lachmann (9) nimmt einen gemeinsamen Herd für das ganze Gebiet an. Eine schlierig heterogene Magmamasse sei gegen die Oberfläche emporgedrungen und habe in Verbindung mit weitgehender Assimilation das Vulkangebirge erzeugt. Ich kann mich mit Stark dieser Vorstellung einer aufdringenden Magmablaste nicht anschliessen.

Bemerkenswert ist auch hier wieder die Tatsache, dass die Eruptionsfolge mit basaltischen Magmen beginnt und damit aufhört.

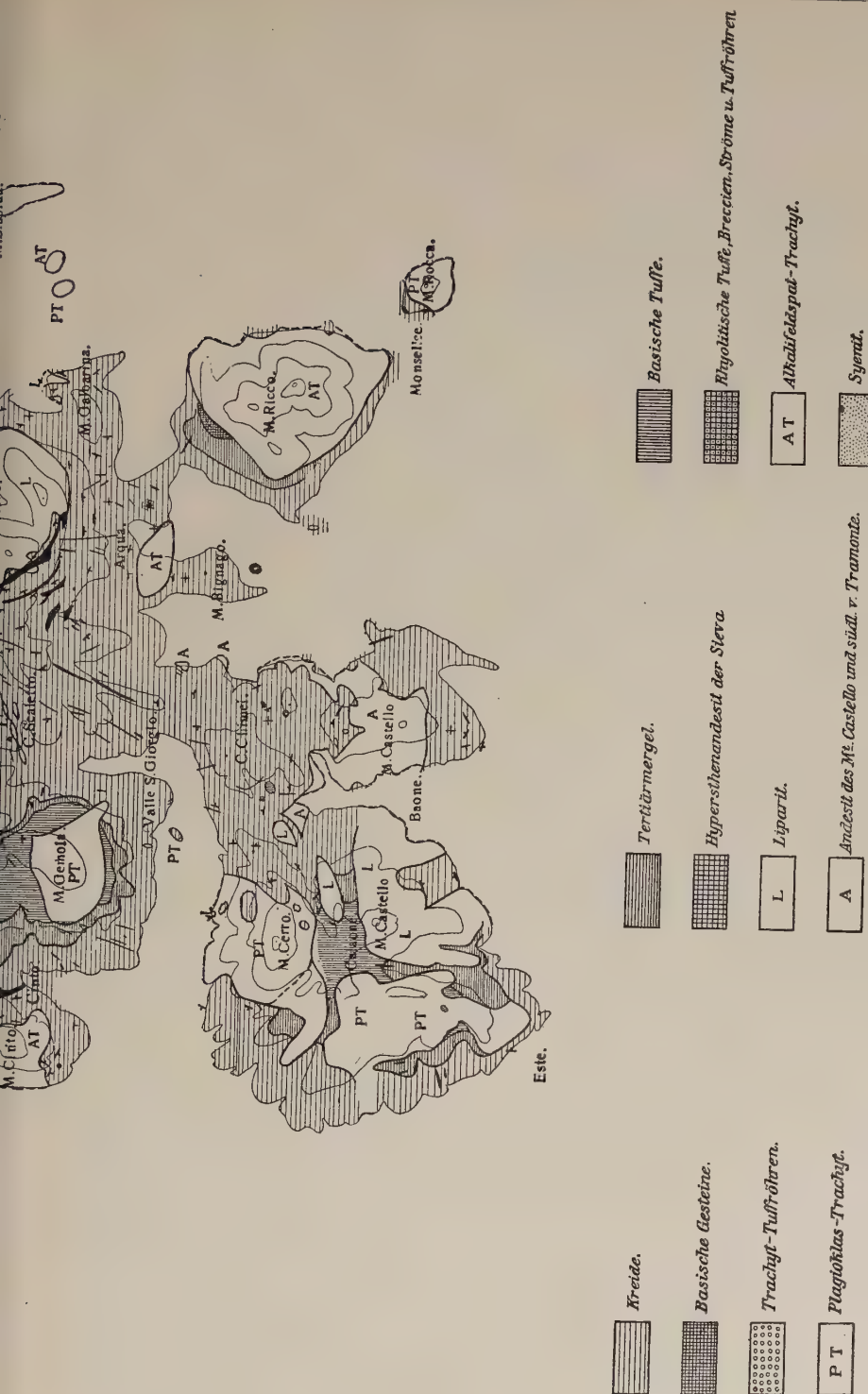


Fig. 84. Geologische Karte der Euganeen. Nach M. Stark. Tschermaks Min. petr. Mitt. N. F. 31, 1912. Tafel I.

4. Der Katzenbuckel (11—12).

Katzenbuckel.
Aufschlusstiefe
545 m.

Im Odenwald am Rande des Eberbacher Grabens erhebt sich der Katzenbuckel, ein kegelförmiger Basaltklotz. Er durchbricht den Buntsandstein. Seine Gestalt ist die eines zylindrischen Vulkanschlotes, dessen Lavaausfüllung herausgeschält worden ist. Diese Durchschlagsröhre, deren Durchbruch in das Miozän zu verlegen ist, hat die einst über dem Buntsandstein gelegenen Schichten der Trias- und Juraformation bis zum weissen Jura, die heute völlig abgetragen sind, durchbrochen, wie Funde von Jurafossilien, z. B. *Harpoceras opalinum*, in den Tuffen der Röhre beweisen. Salomon (11) berechnet die Mächtigkeit der abgetragenen Schichten mindestens zu 545 m, sodass die Aufschlusstiefe bis über 545 m reicht. Verwerfungen, auf denen der Katzenbuckelvulkan auf sitzt, sind von Freudenberg (12), dem wir die letzte Monographie dieses interessanten Vulkans verdanken, nicht festgestellt.

Die Schlotausfüllung bildet nach Freudenberg ein Nephelinbasalt (Nephelinit Rosenbusch). Nur diese Lava steht mit den Tuffen in unmittelbarer Berührung. Die Spaltprodukte des Hauptmagmas sind porphyrische Gesteine, die als Gangbildungen aufgefasst werden, deren Anstehendes aber nicht in allen Fällen aufgefunden ist.

Eine etwas jüngere Intrusion innerhalb des Schlotes ist der Shonkinit des Michelsberges, der den Nephelinbasalt im Kontakt verändert hat und eine eigene Ganggefölschaft besitzt.

Dieses Gestein ist ein typisches Tiefengestein, oft von schlieriger Beschaffenheit. Ein besonderes genetisches Interesse verdienen theralitische Schlieren, die nach Freudenbergs Untersuchungen einem dritten theralitischen Magma angehören, das in den noch halbflüssigen Shonkinit injiziert sein musste.

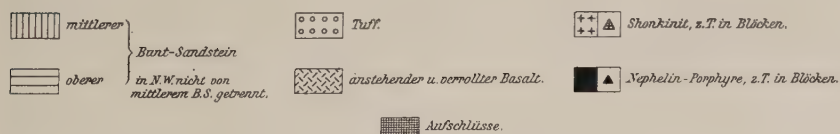
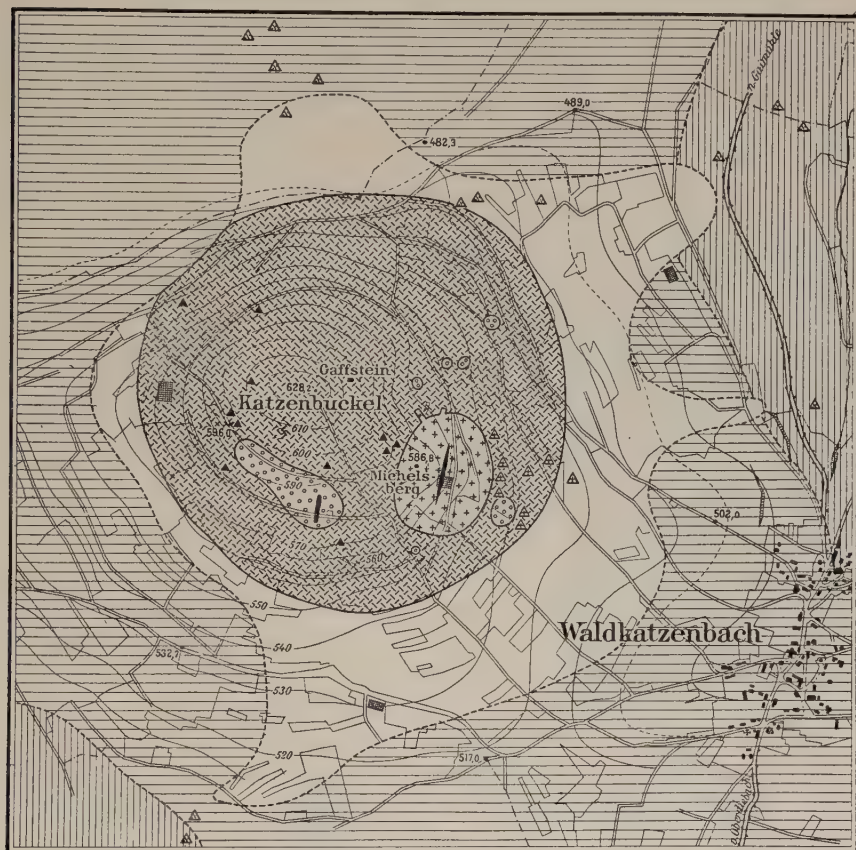
Auch dieser Aufschluss reicht noch nicht bis in die eigentliche Herdtiefe. Er lehrt nur, dass spätere Intrusionen bereits vorhandene Bahnen mit Vorliebe benutzen.

Die Tuffe mit den von oben hereingeratenen Sedimentresten höherer Niveaus sprechen dafür, dass hier eine wirkliche Zentraleruption mit Tuffkranz vorlag. Ob Lava einst dem Krater entströmt ist, können wir nicht mehr feststellen. Angeschnitten ist bereits das Niveau der Intrusivgesteine. Wäre z. B. das shonkinitische Magma bis in den Krater gelangt, so hätte sich ein Wechsel in der Beschaffenheit der Laven ein und desselben Vulkans vollzogen und auf Nephelinsteine wären leuzitische Laven gefolgt.

Jede Änderung der Natur der Lava eines Vulkans ist auf neue Intrusionen im Untergrund zurückzuführen, das lehrt dieses Beispiel.

Beide Magmen, der Nephelinbasalt und der Shonkinit, besitzen ihre eigene Gefolgschaft von Spaltganggesteinen. Diese Tatsache beweist, dass die beiden Magmen in der Tiefe bereits getrennt waren

Fig. 85.



Geologische Karte des Katzenbuckel. Nach Freudenberg.

und so ein jedes sich in eigener Weise weiter differenzieren konnte, wenn sie auch ursprünglich möglicherweise einem gemeinsamen Herde entstammten.

5. La Palma (13—15).

La Palma.
Aufslusstiefe
des Unter-
grundes
600—800 m.

Die Kanareninsel La Palma mit ihrer berühmten tiefen Caldera, die durch den Barranco de las Angustias entwässert wird, galt einst als Musterbeispiel eines Erhebungskraters, bis Lyell (13) und Reiss (14) in ihren Tiefen eine ältere Diabasformation entdeckten, die von der jungen Lavaformation durch eine Diskordanz getrennt wird. Durch die neueren Untersuchungen Gagels (15) ist nun der Nachweis bestätigt worden, dass das berühmte Kesseltal, wie schon Lyell vermutete, lediglich ein Erosionsgebilde ist, das 600—800 m in die Diabase des Untergrundes einschneidet. Die Insel setzt sich demnach aus zwei geologisch verschiedenen alten

Teilen zusammen, der Diabasformation und der jüngeren Lavaformation.

Fig. 86.



Kanareninsel Palma. Nach Hartung.

1. Die Diabasformation. Die Diabasgesteine des Untergrundes sollen nach den Untersuchungen von Finkh und Gangel essexitischen Charakter tragen. Sie sind stark umgewandelt und aufgerichtet. Da die Kanarischen Inseln in der Streichrichtung des hohen Atlas liegen, der zum variskischen Gebirgssystem und demnach zu den karbonischen Foldgebirgen gehört, wird die tektonische Störung der Diabase von La Palma auch in diese Zeit zu verlegen sein, die Diabase selbst müssen also noch älter sein.

Während des Mesozoikum fand eine starke Abtragung statt. Die Oberfläche der Insel zeigte das Bild einer reifen Erosionslandschaft, in der die Caldera bereits in der Anlage vorhanden war, als die jüngere Eruptionsperiode im Eozän oder Anfang des Oligozän begann.

2. Die jüngere Lavaformation. Durch Konglomerate mit miozänen Fossilien am Ausgang des Barranco lässt sich das Alter der jüngeren Lavaformation recht genau bestimmen. Dieselbe setzt sich aus Aschen, Tuffen, Schlackenmassen und Strömen trachydoleritischer Natur zusammen. Tephritische Magmen sind etwas später auch zur Eruption gelangt. Im Barranco und der Caldera bietet sich demnach eine günstige Gelegenheit, den Untergrund der jungen Lavaformation, die das Ergebnis von Zentraleruptionen ist, zu studieren.

Zahlreiche Gänge und Stöcke von Essexit durchbrechen die Diabase. Auch Spaltganggesteine, wie Bostonite und Gauteite, treten auf. Eruptionsschlote mit rundlichem Querschnitt liessen sich nur an drei

Stellen im Grunde der Caldera nachweisen. Der Essexit ist die Tiefengesteinsfazies des Trachydolerits.

Es zeigt sich hier auch wieder dieselbe Erscheinung: unter den vulkanischen Gebilden der Oberfläche erscheinen Intrusionskörper gleicher petrographischer Beschaffenheit. Schlote, die ihren Ausgang von noch grösseren Tiefen genommen haben, kommen neben den Intrusionen vor.

6. Das Eruptivgebiet von Predazzo (16—20).

Die Gegend von Predazzo ist ein klassischer Boden für die Geologie geworden. Forscher wie Leopold von Buch, Alexander von Humboldt, Frhr. von Richthofen (16) Brögger (17) und zahlreiche andere haben sich mit den geologischen Problemen dieser Gegend befasst und ihre allgemeine Bedeutung erkannt. Und doch zeigt gerade diese Gegend, wie weit die Wissenschaft noch von der endgültigen Lösung ihrer Aufgabe entfernt ist. Auf keinem anderen Gebiet ist innerhalb enger Grenzen die Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine, der Extrusionen und Intrusionen, so gross wie hier. Daher ist gerade dieses Beispiel besonders geeignet, wenn es gilt, ihre gegenseitigen Beziehungen aufzudecken und auf die hierbei auftretenden Schwierigkeiten aufmerksam zu machen.

Predazzogebiet.
Aufslusstiefe
des
mesozoischen
Vulkans 1000 m.

Die Unterlage bildet der permische Quarzporphyr, der als Bozener Quarzporphyr zusammengefasst zu werden pflegt. Derselbe geht nach oben in Grödener Sandstein über. Darüber lagern die Bellerophon-schichten, mit denen das Paläozoikum schliesst.

Dann folgt die Trias und zwar die untere Trias als skythische Stufe, nach der Gliederung von Arthaber die Werfener Schichten umfassend. Die mittlere Trias gliedert man ferner in eine untere, anisische Stufe = alpiner Muschelkalk und eine obere, ladinische Stufe = Buchensteiner-, Wengener-, Cassianer-Schichten.

Alle diese Ablagerungen sind heute noch stellenweise anstehend vorhanden. Bedeckt war das Gebiet von Predazzo jedenfalls noch von der oberen Trias (karnische, norische und rhätische Stufe), ferner von Jura, Kreide und wohl auch von Tertiärschichten, die der Denudation anheimgefallen sind. Diese Schichten wurden gefaltet und verworfen und zwar hat dieses Ereignis im Oligozän begonnen und bis in das Miozän hinein gedauert.

Heute sehen wir das Predazzogebiet als zentrales Senkungsfeld vor uns. Die Eruptivgesteine finden sich teils als Oberflächenergüsse, teils als Intrusivgesteine bis über das Niveau der ladinischen Stufe (mittlere Trias). Ihre relative Altersfolge festzustellen stiess bei der grossen Mannigfaltigkeit auf erhebliche Schwierigkeiten. Diese Aufgabe

kann durch Rombergs (18) mühevollen Untersuchungen in den Grundzügen als endgültig gelöst angesehen werden.

Er unterscheidet, abgesehen vom permischen Quarzporphyr, mit abnehmendem Alter:

1. Basische Gang- und Ergussgesteine: Plagioklas-Augitporphyrite und Melaphyre.

2. Monzonite. Dieselben sind echte Tiefengesteine mit zahlreichen Differentiationsprodukten, wie Quarzmonzonite usw., mit Gängen von Plagioklasit, Gabbro, Pyroxenit und Spaltganggesteinen wie Monzonitaplite.

3. Syenite: Augitsyenite, Quarzsyenite mit Gängen von Syenitporphyr und Spaltganggesteinen wie Syenitaplite.

4. Nephelingesteine wie Theralithe, Essexite und Shonkinit, dazugehörige Gangbildungen sind die Nephelinsyenitporphyre.

5. Granit mit Granitporphyr und Granitaplit.

Die jüngsten Produkte sind:

6. Tinguaitporphyr-Gänge und

7. Kamptonit- und Monchiquit-Gänge.

Die beiden letzten Arten von Gängen bleiben dem Granit fern, so dass das gegenseitige Altersverhältnis offen ist.

Der wichtigste Fortschritt bestand in der Erkenntnis, dass der Monzonit und damit auch die übrige Gruppe von Tiefengesteinen jünger als die Porphyrite ist. Es bestehen keinerlei Übergänge zwischen beiden Gesteinen.

Der Monzonit entsendet Apophysen in den Porphyrit, hat ihn im Kontakt verändert und Bruchstücke losgerissen und eingeschlossen. Es kann somit der Monzonit auch nicht die Tiefenfazies des Porphyrits sein. Diese Feststellung hat sehr zur Klärung der verwickelten Verhältnisse beigetragen. Wie viel jünger er ist, blieb zunächst offen.

Die Melaphyrdecken überlagern die Triassedimente der ladinischen Stufe, ihr Alter lässt sich demnach sehr genau fixieren als an der Grenze der mittleren zur oberen Trias. Für die jüngeren Tiefengesteine war ein weiterer Spielraum offen, sie konnten posttriassisch bis tertiär sein. Nach Romberg sind die Lagerungsverhältnisse des Gebiets durch Philipp (19) und W. Penck (20) untersucht worden. Beide kommen zu dem Ergebnis, dass zwischen dem Erguss der jungtriassischen Deckenmelaphyre und der Intrusion der jüngeren Tiefengesteine die Schichtenstörung sich ereignet haben muss. Penck beobachtete bei Mezzavalle eine Kalkscholle mit Porphyritgang, die durch eine Verwerfung losgelöst und verschoben war und in dieser neuen Lage mit dem Porphyritgang kontaktmetamorph durch den Monzonit verändert worden ist. Die Tiefengesteinsintrusionen wären somit sehr viel jünger und es steht der Auf-

fassung nichts im Wege, sie als Folge der oligozänen und miozänen tektonischen Störung aufzufassen.

Wir haben es demnach im Predazzogebiet mit zwei getrennten Eruptionsperioden zu tun, die nicht miteinander im Zusammenhang stehen, nämlich:

1. Die triadische Eruptionsfolge, Melaphyre und Plagioklasaugitporphyrite und

2. Die mitteltertiäre Eruptionsfolge der Tiefengesteine Monzonit, Syenit, Theralith usw. und Granit.

Es sei die erstere zuerst betrachtet.

1. Die triadische Eruptionsfolge. Am Mte. Agnello ruhen die Melaphyrdecken mit einer grünen Tuffschicht im Liegenden etwa in 2250 m Höhe fast sählig auf den Sedimenten der mittleren Trias (ladinische Stufe). Der Untergrund ist also bis zu einer Tiefe von ca. 1000 m aufgeschlossen (Predazzo liegt etwa in 1000 m Höhe).

Die Trennung des Plagioklasaugitporphyrits vom Melaphyr durch W. Penck (18) führte zu dem Ergebnis, dass der Porphyrit, der in seiner Hauptmasse den Mulattostock zusammensetzt, keine Decke, sondern einen sich gegen die Tiefe verjüngenden Lávaklotz bildet, dessen tektonische Verhältnisse durch Verwerfungen und durch die jüngeren Tiefengesteinsintrusionen verhüllt werden. Als was ist dieser Lavaklotz aufzufassen? Es bestehen drei Möglichkeiten, die durch die Bestimmung des Altersverhältnisses des Porphyrits zu den Deckenmelaphyren entschieden werden können.

1. Der Porphyrit ist jünger als die Melaphyre und wäre dann als lakkolithische Intrusionsmasse aufzufassen.

2. Porphyrit und Melaphyr sind gleichaltrig. Der Porphyrit ist die Ausfüllung des Förderschlotes, der die Melaphyre geliefert hat und als solcher unter anderen physikalischen Bedingungen erstarrt als die Oberflächendecken, so dass die Abweichungen in Struktur und Mineralbestand durch diesen Umstand zu erklären wären. Es könnte in diesem Fall die Auffassung diskutiert werden, ob es sich vielleicht um einen Durchbruchslakkolithen handelt, der sein Dach durchdrungen und sich deckenartig ausgebreitet hat.

3. Der Porphyrit ist älter als der Melaphyr und hängt mit diesem nicht zusammen. Dann könnte man die Eruptivmasse des Mulatto als Vulkanschlot auffassen und die Laven, die diesem Zentrum entquollen sind, wären aufzusuchen.

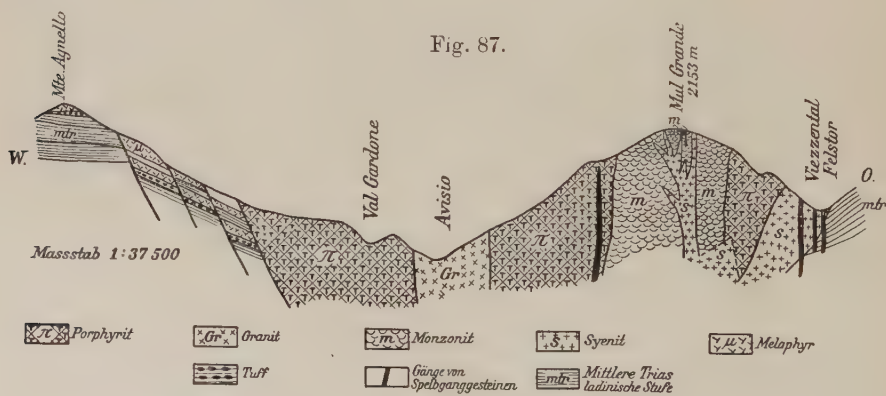
Soweit reicht die gesicherte Grundlage. Über das gegenseitige Alter von Porphyrit und Melaphyr spricht sich Romberg (18) sehr vorsichtig aus. Er glaubt dem ersteren ein höheres Alter zusprechen zu sollen, doch überlässt er die Entscheidung der Bestimmung der Sediment-

horizonte. Danach würden die erste und zweite Möglichkeit wegfallen. Der Melaphyr ist deckenförmig auf dem triassischen Meeresboden ausgebreitet. Diese Decken sind durch aufeinanderfolgende Ergüsse aus verschiedenen Ausbruchsöffnungen aufgebaut. Melaphyrgänge, die nur die Zufuhrkanäle jüngerer Decken sein können, durchsetzen mehrfach die Decke und ihre Unterlage. Eine perizentrische Lage um den Porphyritkörper besitzen die Melaphyrströme nicht.

Während die Tuffe sonst eine mehr untergeordnete Rolle spielen, findet man unter den Melaphyrdecken einen konstant auftretenden Tuffhorizont, der reich an Kalkbrocken ist, und die Eruptivgesteine gegen die Wengener Schichten abgrenzt. Aus der zentripetalen Schrägstellung der zwischen die Decken eingeschalteten Melaphyrtuffe gegen den Mte. Mulatto und aus dem gleichen Verhalten der Sedimente und randlichen Porphyritpartien schliesst Penck, dass der Porphyrit des Mte. Mulat die Ausfüllung eines Vulkanschlotes darstellt, dessen erste Aussprengung nach Art einer Maarexplosion die basalen Tuffe geliefert habe.

Lavaausfüllungen eines Kraterschlotes, ohne dass dieselben über die Ränder heraustreten, sind häufig beobachtete Erscheinungen. Sie wurden beim Siebengebirge bereits geschildert.

2. Die mitteltertiäre Eruptionsfolge. Durch die tertiären tektonischen Störungen ist die eine Hälfte des Porphyritpfropfens des Mt. Mulatto in die Tiefe gesunken. Längs dieser Brüche sind die Tiefengesteine emporgedrungen. Der Monzonit legt sich als ein beinahe geschlossener Ring um den Porphyritpfropfen und fällt wie jener steil in die Tiefe. Einen inneren Halbring im Südwesten bildet der Granit, im Südosten der Syenit mit den Nephelingesteinen. Der erkaltende Porphyritpfropfen musste sich zusammenziehen und so wurde sein Zusammenhang mit den Sedimenten der Umgebung gelockert und der späteren Intrusion die Bahn vorgezeichnet.



Profil durch den Eruptivstock von Predazzo. Nach Penck.

Diese Magmen sind mit Ausnahme des Granits atlantische. An diese eigenartige, unschalende Lagerung knüpfen sich eine Reihe von Problemen.

Ist der in der Tiefe noch flüssige Magmaherd, der zur Triaszeit die Porphyrite erzeugt hat er, nach langer Zeit ein zweites Mal zum Durchbruch gelangt und hat, da inzwischen die Differentiation weitere Fortschritte gemacht hat, andere Eruptivgesteine geliefert? Dieselben sind jedenfalls nie zur Oberfläche gelangt, sondern in einer Tiefe von mehreren Kilometern erstarrt, so gross darf man wohl die Mächtigkeit der abgetragenen Sedimente von der oberen Trias bis zum Oligozän veranschlagen. Oder ist ein völlig neues Magma von atlantischem Charakter emporgedrungen?

Es gibt keinen Differentiationsvorgang, der die Abspaltung von Nephelingesteinen aus einem Magma porphyritischer Zusammensetzung möglich machen würde. Dagegen ist die Entstehung monzonitischer Gesteine infolge Assimilation des Porphyrits durch ein atlantisches Magma leichter verständlich. Auch der Granit könnte als ein wiederaufgeschmolzenes Magma aufgefasst werden, das einst den permischen Quarzporphyr geliefert hatte und in der Zwischenzeit längst erstarrt war. Alle diese Fragen haben eine über das lokale Gebiet weit hinausgehende allgemeine Bedeutung.

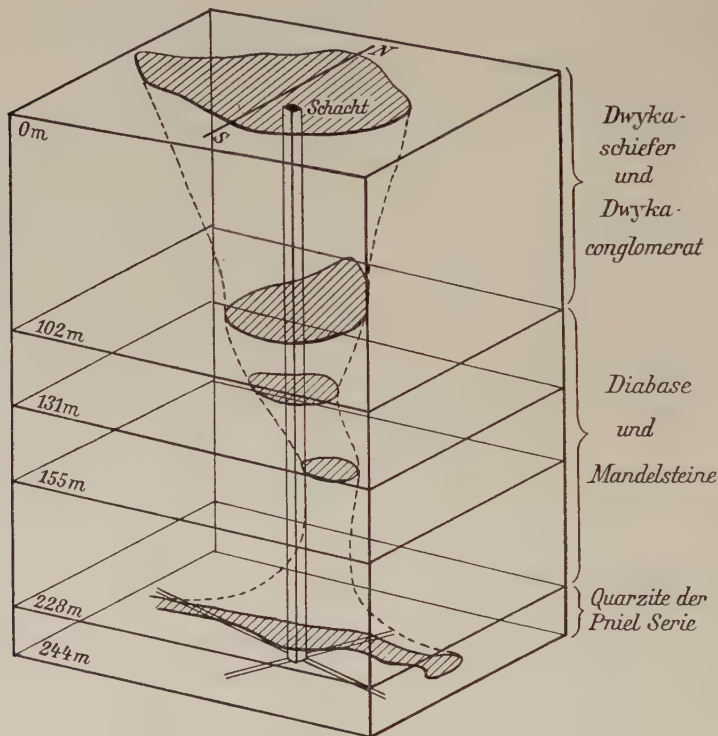
7. Die Kimberlitpfeifen in der Kimberleygegend, Südafrika (21—22).

In dem Diamantgebiet von Kimberley hat der Bergbau zahlreiche künstliche Aufschlüsse geschaffen, die Klarheit über die tieferen Teile der Vulkanschlote zu geben vermögen. Nach den Aufnahmen der südafrikanischen Survey, vor allem denen von W. Rogers (22) und du Toit (21), sind die diamantführenden Kimberlitpfeifen die jüngsten Äusserungen vulkanischer Kräfte in Südafrika. Das Muttergestein der Diamanten in Griqualand-West und anderswo zeigt nahe verwandtschaftliche Beziehungen zu den Melilithbasalten von Sutherland, Ceres und Calvina. Beide Bildungen dürften nahezu gleichaltrig sein. Von den Melilithbasalten lässt sich nun nachweisen, dass sie die Uitenhagen-Schichten (Neocom) noch durchbrochen haben. Die Ausbrüche sind demnach als postneocom anzusprechen. Die Kimberlite von Kimberley münden heute innerhalb der Dwykaschichten, die man dem Carbon oder Perm Europas gleichsetzen kann. Von den zahlreichen Diamantminen der Gegend von Kimberley verdient die St. Augustines Mine, W. von der Stadt Kimberley, dadurch ein ganz besonderes Interesse, weil durch einen 244 m tiefen Schacht der Anfang des Vulkanschlotes im Ausgehenden eines Ganges angeschnitten ist. Fig. 88 zeigt in einem Stereogramm,

Kimberlit und
Melilithbasalt-
durchbrüche der
Kapkolonie.
Aufschlusstiefe
1000—2000 m
und mehr.

das nach den von du Toit mitgeteilten Grundrissen der Mine entworfen worden ist, die durch den Bergbau erschlossenen Verhältnisse. In einer Tiefe von ca. 240 m wurde ein mit demselben Material erfüllter Gang angefahren, von dem der Schlot seinen Ausgang nimmt. Der Schlot selbst hat einen gekrümmten Lauf und durchbricht die Diabase und Mandelsteine, das Dwykakonglomerat und die Dwykaschiefer. Mit der Annäherung an die Oberfläche vergrößert er seinen Querschnitt.

Fig. 88.



St. Augustines Mine bei Kimberley.

Nach einem Grundriss von Alex. du Toit als Stereogramm gezeichnet.

Andere benachbarte Minen sind bis in grössere Tiefen durch den Bergbau erschlossen, ohne dass der Ausgangsort des Schlot es erreicht worden wäre. Es geht daraus hervor, dass die Schloten in engbenachbarten Gebieten aus sehr verschiedenen Tiefen entspringen können. Um die Aufschlusstiefe berechnen zu können, müsste die Mächtigkeit der denudierten Schichten bekannt sein. Das ist leider nicht der Fall. Es haben jedenfalls ein Teil der Dwykaschichten, die Ekkaschichten, die Beaufortschichten (Trias), die Stormberg-Serie (Rhät, Jura) und vielleicht auch noch die Uitenhagen-Serie darüber gelegen. Die Mächtigkeit dieser

der Denudation zum Opfer gefallenem Schichtensysteme ist mit 1000 m sicherlich nicht zu hoch geschätzt, da am Ende des Mesozoikum in Südafrika allgemein eine sehr starke Abtragung stattgefunden hat und an vielen Stellen das alte Grundgebirge freigelegt ist.

Dass die Triassschichten (Beaufort-Serie) einst als Decke darüber lagen, geht noch aus den fremden Einschlüssen innerhalb der Schlotausfüllungen hervor. Dieselben stammen entweder von oben, wie der Block von Beaufortschichten mit *Acrolepis* in der Wesselton-Mine, von den Schloträndern, oder endlich aus der Tiefe.

Im Sutherland-, Ceres- und Calvina-Distrikt erscheinen die Melilithbasaltdurchbrüche als halbkreisförmig gebogene Gänge, die stellenweise schlotartig anschwellen, typische rundliche und ovale Schlote und unregelmässige Gebilde, die alle Übergänge vom Schlot zum Gang zeigen. Erfüllt sind dieselben mit kompaktem oder blasigem Melilithbasalt oder glasigen Basalten und Agglomerattuffen.

Dasselbe Bild zeigt sich auch in anderen Gegenden, sodass das in der St. Augustines Mine beobachtete Ursprungsverhältnis des Schlotes aus einem Gang auch für die übrigen Vorkommen verallgemeinert werden darf, wie es bereits du Toit mit Recht tat.

Die Aufschlusstiefe kann in allen diesen Fällen wohl zwischen 1000 und 2000 m, vielleicht noch grösser angenommen werden.

8. Die südamerikanischen Anden (23—24).

Nirgends auf der Erde sind die eruptiven Bildungen auf grosse Strecken zusammenhängend in so gewaltigem Maßstab entwickelt und bis zu einer derartigen Tiefe freigelegt, als in der südamerikanischen Kordillere. Zudem fehlen hier tiefer herabsetzende Versenkungen, so dass kaum für das Studium des tiefsten Untergrundes der Vulkane ein zweites, günstigeres Feld gefunden werden kann. Diese Beziehungen hat namentlich Steinmann (23) aufzuklären versucht. Die jungen Vulkane sind der Kordillere reihen- oder gruppenweise aufgesetzt. Zwischen den einzelnen Vulkanreihen oder -Gruppen rezenten Alters sind die Lücken von tertiären oder quartären vulkanischen Produkten ausgefüllt. Die Vulkanzonen sind bisweilen ausserordentlich schmal, so dass sie den Eindruck einer Vulkanlinie machen, die dem Kamm der Westkordillere folgt.

Südamerikanische Anden.
Aufschlusstiefe
des Untergrunds
4000 m u. mehr.

Die Zonen verdoppeln sich aber auch, z. B. in Ecuador, und erreichen eine maximale Breite von 100 km. Der tertiäre Vulkangürtel ist breiter und erreicht in Bolivien 200 km Breite. Seit der Pliozänzeit hat das vulkanische Phänomen eine beträchtliche Einengung erfahren und bleibt nur noch auf Zentraleruptionen beschränkt.

Die Geschichte der vulkanischen Äusserungen in den südamerikanischen Anden lässt mehrere Abschnitte erkennen.

1. Die mesozoische Periode. Die Jura- und Kreideformation ist in der südamerikanischen Kordillere zum Teil als Porphyritformation entwickelt. Melaphyre, Diabasporphyrite und Porphyrite schalten sich deckenförmig mit ihren Tuffen den normalen Sedimenten ein. Diese intermediären und basischen Ergüsse fanden submarin statt.

Im älteren oder mittleren Tertiär, genauer lässt sich der Zeitpunkt bei dem Mangel an vergleichbaren tertiären Sedimenthorizonten nicht bestimmen, erfolgte die Hauptfaltung der Kordillere, in der alle mesozoischen Schichten einschliesslich des Senons gegen Osten gefaltet und von dem vorsilurischen Untergrund abgeschert wurden; es begann damit eine neue vulkanische Periode. Örtliche Faltungen wiederholten sich in der jüngeren Tertiärzeit.

2. Die tertiäre und rezente vulkanische Periode. Eine Folge der obigen Hauptfaltung ist das Aufdringen granodioritischer Magmen gewesen, die als Batholithe oder lakkolithische Intrusivkörper erstarrten. Sie blieben gewöhnlich in den Horizonten des Tithon und der unteren Kreide stecken, in einer Tiefe von 2—3 km (vgl. S. 186—187). Diese Tiefengesteine, die als Andengesteine, Andengranite und -diorite usw. zusammengefasst werden, sind bestimmt jünger als die postkretazäische Hauptfaltung, da man in ihnen nie Spuren von Druckeinwirkungen festgestellt hat. Sie werden dagegen von jedem erkennbaren Oberflächenrelief angeschnitten, so dass sie aus diesem Grunde älter als Pliozän oder Miozän, also alt- oder mitteltertiär sein müssen. Den Intrusivmassen folgen die tertiären Effusivgesteine, deren Alter bis in das Pliozän und noch in das Miozän zurückreichen dürfte, da Tuffmaterial den tertiären Ablagerungen beigemengt und alle vulkanischen Bildungen sich dem heutigen oder einem diesem ähnlichen Relief anschmiegen. Dies sind im wesentlichen Steinmanns Feststellungen. Da nun die jungtertiären Zentraleruptionen sich genau über der verschmälerten Intrusivzone der sog. Andengesteine und die quartären und rezenten Vulkane sich wiederum auf dem noch weiter eingeeengten tertiären Vulkanstreifen aufbauen, so schliessen wir, dass diese Intrusivmassen gleichzeitig die Vulkanherde sind, von denen die Zentraleruptionen ihren Ausgang nehmen. Ihre Ortsstellung fand, wie oben gezeigt wurde, im Alt- oder Mitteltertiär statt. Ihre völlige Erstarrung ist heute noch nicht vollendet. Mit ihr würde der Vulkanismus der südamerikanischen Kordillere auch erlöschen.

An einem besonderen Beispiel mögen diese Beziehungen noch ausführlicher besprochen werden. Ich wähle die Gegend von Copiapó in der Provinz Atacama in Nordchile, weil ich die dortigen Gesteine durch

eigene Untersuchung kenne (24). Auf ein Plateau von ca. 4000 m Höhe sind die zwei Vulkane Cerro del Azufre (Vulkan von Copiapó) und Toro, von denen letzterer 5800 m erreicht, aufgesetzt. Von grösseren Ausbrüchen liegen Nachrichten nicht vor. Ihre jüngsten Laven sind Hornblendeandesite und Pyroxenandesite; letztere führen gelegentlich Hornblende und rhombischen Pyroxen. Den Sockel der Vulkane bauen besonders Liparite und Dazite auf. Bereits in der Quebrada de Paipote, zwischen der Laguna de Maricunga und Puquios, ist die Intrusivzone aufgeschlossen. In diesem höheren Niveau sind die Andengesteine als körnig-porphyrische Gesteine vom Granitporphyrtypus entwickelt und treten als hypoabyssische Intrusivkörper wie Gänge, Stöcke und Lakkolithe auf. Noch tiefer gelangt man in das batholithische Niveau der Granite, Diorite usw.

Die Aufschlusstiefe des vulkanischen Untergrundes reicht hier etwa bis 4000 m hinab und schliesst die Vulkanherde selbst auf. An der Küste endlich sind die alten Granite des Untergrundes erreicht.

Die Andengesteine mit ihren porphyrischen Gliedern sind die Tiefenfazies der aus den Vulkanen geflossenen Laven.

Granite entsprechen den Granitporphyren, Quarzporphyren und den Lipariten, die Diorite den Dioritporphyriten, Daziten und Andesiten, die Norite und Noritporphyrite den Hypersthen führenden Andesiten. So findet sich für jede aus dem Krater geflossene Lava unter den Intrusivkörpern ein entsprechendes Äquivalent.

Schlussfolgerungen.

In dem vorangegangenen Abschnitt sind eine Reihe von Eruptivgebieten ausführlich behandelt worden, die bis zu verschiedenen Tiefen aufgeschlossen sind, einen Einblick in den inneren Bau gewähren, und den Zusammenhang zwischen den vulkanischen Gebilden der Oberfläche und der Tiefe veranschaulichen sollen. Die gewählten Beispiele, die sich in ansehnlicher Zahl vermehren lassen, reichen aus, um die wesentlichsten Züge allgemeiner Bedeutung zu erkennen. Es ergibt sich daraus folgendes:

Wir müssen bei den Vulkanen unterscheiden:

1. Den Oberbau, die Region der oberflächlichen Aufschüttung durch sukzessive Eruptionen samt der intrusiven Vorgänge innerhalb des aufgehäuften Materials (Fig. 89).

2. Den Untergrund, das ist die hypoabyssische Region innerhalb der Sedimentärunterlage (Fig. 90). Dieselbe umfasst das Gebiet, welches das vulkanische Magma hat durchbrechen müssen, um vom Herd zur Oberfläche zu gelangen.

Denudationsreihe der Vulkane.

Abtragung	Alter	Vulkangebiet	Zustand des Gebietes
bis zirka 60 m	Quartär Pliozän	Laacher See, Rod- derberg, Auvergne „	Oberbau mit z. T. erhaltenen Oberflächenformen, wie Aschenkegel, Krater, Strö- me. Starke Zerstörung der Ober- fläche.
100 bis 200 m	Miozän	Siebengebirge, Limagne	Oberbau z. T. zerstört. Die Kratersind zerstört. Ströme z. T. erhalten.
300 m	Miozän bis Oligozän	Böhmisches Mittel- gebirge	Aschenkegel und Krater zer- stört. Denudationsreste von Strömen ohne Zusammen- hang mit den Ausbruchs- stellen. Intrusivkörper, Gänge, Lakkolithen im Oberbau. Beginn der Ent- hüllung des Unterbaues.
500 m	Oligozän bis Eozän	Euganeen	Lakkolithe im Untergrund. Oberbau u. Untergrund auf- geschlossen. Zahlreiche Intrusivgebilde, daneben Schlote aus grösserer Tiefe.
550 m	Miozän	Katzenbuckel	Oberbau völlig zerstört. Schlote im Untergrund, Intrusivmassen darin.
600 bis 800 m	Gegenwart bis Miozän Eozän	La Palma	Oberbau und Untergrund auf- geschlossen. Innerhalb des Unterbaus Intrusivkörper und Schlote.
1000 m	Trias Mitteltertiär	Pre- { Porphyrit dazzo { Monzonit	Schlotausfüllung des Unter- grundes. Tiefengesteine, den alten Por- phyrit-Schlot umschalend.
1000 bis 2000 m	Postneocom	Kimberley (St. Au- gustines-Mine)	Schlot im Untergrund. Sein Anfang aus einem Gang. (Der Herd ist in diesem Fall ein Gang.)
bis 4000 m	Mitteltertiär	Anden, Chiles	Vulkanherde. Die Anden- gesteinsbatholithe sind die Vulkanherde der Andesite der Gipfelregionen. Keine Vulkanschlote im Vorland mehr.

Der Zusammenhang zwischen den Intrusionen und Extrusionen ist ein sehr enger. Intrusivkörper, mit demselben Magma erfüllt wie Gänge, Lagergänge, Lakkolithe usw., gehen von dem Hauptschlot aus und durchdringen den Oberbau des Vulkans. Aber auch der Unterbau zeigt Intrusivmassen, die sich seitlich abzweigen. Alle diese können kleine Vulkanherde werden, wenn sie selbständig zur Oberfläche durchbrechen.

Aber auch der Vulkanschlot hat einen Anfang. Er geht selbst aus einer Intrusivmasse hervor. Im Falle der St. Augustines-Mine war es ein Gang, der sich in grösserer Tiefe von einem umfangreicheren Intrusivkörper abzweigen mag. Lakkolithe und Batholithe können ebenso zum Vulkanherd werden. Auf diese Weise entwickelt sich der Vulkanschlot aus Intrusivmassen und diese wieder aus dem Vulkanschlot.

Die vulkanischen Erscheinungen der Oberfläche haben ihre Wurzeln in Intrusivmassen der Tiefe. Jede Intrusivmasse kann zum Vulkanherd werden, wenn sie mit der Erdoberfläche in Verbindung tritt.

Dass der Zusammenhang zwischen Vulkanschlot und seiner als Vulkanherd dienenden Intrusivmasse nicht häufiger zur Beobachtung gelangt, hängt damit zusammen, dass die Region der Vulkanherde über 1000 m tief liegt und durch die mächtige Zone des Untergrundes von den dazugehörigen Oberflächengebilden getrennt ist. Ist die Denudation einmal bis in diese Tiefen vorgerückt, so ist gewöhnlich der Oberbau des Vulkans völlig zerstört und damit der Zusammenhang verloren gegangen. Eine Aufschlusstiefe, die tausend Meter und mehr umspannt und Profile von dieser Tiefe enthüllt, wird stets eine Seltenheit bleiben. Reicht die Abtragung noch nicht weit genug, so sieht man den Vulkanschlot allein aus unbekannter Tiefe aufsteigen. Ist sie dagegen nur wenig weiter über die Ausgangsstelle vorgerückt, so ist der Schlot verschwunden und die Intrusivmasse erscheint allein, ohne dass sie die Verbindung mit der Oberflächeneruption mehr erkennen lässt.

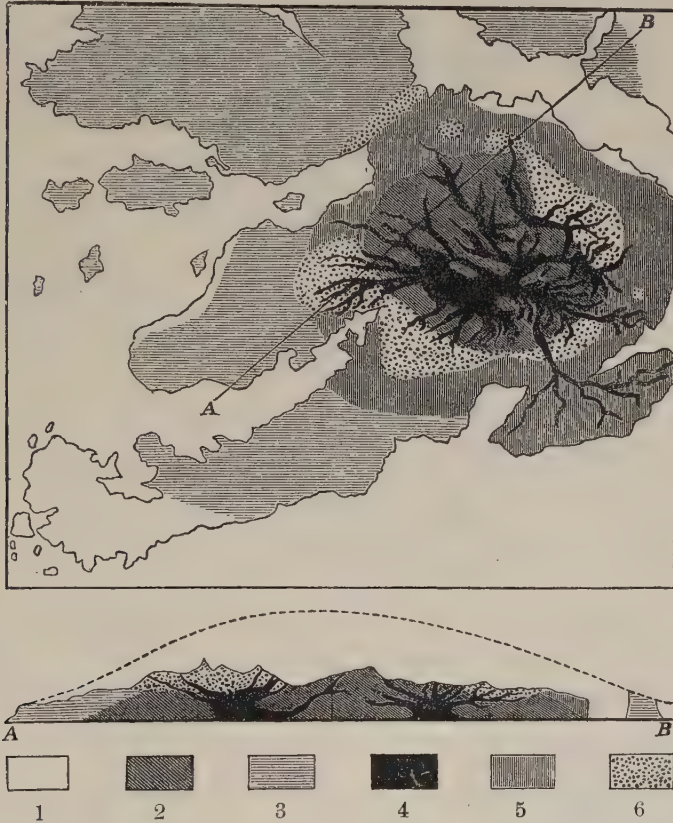
Die natürlichen Aufschlüsse am Tage vermögen nicht diejenige Klarheit der Lagerungsverhältnisse zu geben, welche die künstlichen Aufschlüsse des Bergbaues unter Tage gewähren. Vulkanschlote sind aber kaum Gegenstand des Bergbaues, wenn es sich nicht gerade, wie bei den Kimberlitpfeifen, um diamantführende Vorkommen handelt.

Der Gedanke an Tiefenmassive als Vulkanherde ist an und für sich nicht neu. Judd (25) fasste auf Mull und Skye die Granit-, Syenit- und Dioritmassen, die von Gabbrointrusionen durchbrochen werden, als den von der Denudation freigelegten Kern des Vulkans auf, der Oberflächenströme von Rhyolith, Trachyt, Andesit und in einer etwas späteren Periode Basaltlaven gefördert hat. Diese Tiefengesteinsmassen

erfüllen die grosse Gangspalte, von der aus die Vulkanessen auf der Oberfläche gespeist wurden. Fig. 91 mag die Verhältnisse für Mull erläutern.

Die Stübelsche Vulkantheorie (26) mit der Annahme von peripherischen Herden innerhalb der Panzerkruste, die als Überbleibsel eines frühen Vulkanismus aufgefasst werden, schlägt ähnliche Wege ein.

Fig. 91.



Geologische Kartenskizze und Profil (nach A B) der schottischen Insel Mull.

Nach Judd.

- 1 Nichtvulkanische Untergrundschichten. 2 Granit. 3 Basaltströme. 4 Gangförmiger Gabbro.
5 Ströme saurer Gesteine. 6 Vulkanische Tuffe und Breccien.

Suess hat die Vorstellung näher begründet, dass unter jedem Vulkan ein Batholith verborgen sei, der durch die fortschreitende Denudation herausgeschält und dann als Vulkannarbe bezeichnet wird. In neuerer Zeit sucht Daly das bisher schwer verständliche Verhältniss der beiden hawaischen Vulkane Mauna Loa und Kilauea, die unabhängig von einander tätig sind, obschon sie dicht beieinander liegen und Krater besitzen, die durch gewaltige Höhenunterschiede getrennt sind, dadurch zu

erklären, dass er ihre Schlote von abgesonderten Intrusionskörpern ausgehen lässt. Eine Kommunikation zwischen beiden Vulkanessen kann nicht bestehen. Es müsste sonst nach hydrostatischen Gesetzen die Lava aus dem niedrigen Kilaueakrater überfließen und würde nie aus dem Mauna Loa zutage treten können.

Dalys Substratum-Injektionshypothese.

Aus dem Hauptförderkanal dieses Vulkans hat sich nach Daly seitlich eine Nebenintrusion (satellitische Injektion) in Form eines Lagerganges abgezweigt (Fig. 92). Durch Verstopfung infolge der Erstarrung ist die Verbindung des Lagerganges mit dem Hauptherd unterbrochen und so der aus dem Lagergang gespeiste Kilauea ein selbständiger Vulkan geworden. Daly nennt seine Hypothese die „Substratum-Injektionshypothese.“ Er unterscheidet zwei Arten vulkanischer Essen. Der Hauptschlot (principal vent) geht auf eine abyssische Injektion zurück. Die Nebenschlote (subordinate vents) auf eine satellitische Injektion.

Wie die unbekannten Verhältnisse des Untergrundes der Hawaii-vulkane auch sein mögen, so bildet die Theorie der Abhängigkeit der

Fig. 92.



Satellitische Injektion. Nach Daly.

Oberflächeneruptionen von Injektionskörpern die einzig mögliche Erklärung und eine weitere Verallgemeinerung der Dalyschen Hypothese kann den mannigfaltigen Verhältnissen in der Natur noch besser gerecht werden.

Aus diesen wechselseitigen Beziehungen wird eine grosse Zahl von Erscheinungen verständlich, die sonst der Erklärung nicht geringe Schwierigkeiten bereitet.

An erster Stelle steht die beschränkte Lebensdauer des Vulkans. Ist sein Herd räumlich begrenzt, so muss er erschöpflich sein und seine Tätigkeit nach einer bestimmten Zeit einstellen.

Die Grösse der Vulkane und vulkanischen Gebirge ist von der Grösse der speisenden Intrusivkörper abhängig. Dieselbe kann natürlich in weiten Grenzen schwanken.

Die Unabhängigkeit benachbarter Vulkane voneinander ist eine zwingende Notwendigkeit, wenn ihre Herde räumlich getrennte, neben- oder übereinander liegende Intrusivmassen sind.

Die zutage tretenden Laven sind gewöhnlich bereits in der Kri-

stallisation begriffen oder unterkühlt. Auch diese Tatsache ist voraus-
zusehen, wenn die Oberflächeneruption eine Folge des geologischen
Gestaltungsprozesses der zum Herde dienenden Intrusivmasse ist.

Die petrographische Mannigfaltigkeit der Laven auf engem Gebiet
ist kaum befriedigend aus der Differentiation eines gemeinsamen grossen
Vulkanherdes abzuleiten. Die Differentiation verlangt eine fortschreitende
Entwicklung. Im böhmischen Mittelgebirge finden wir Basalte und
Phonolithe am Anfang und Ende der Eruptionsfolge.

Zur Erklärung greift man auf eine Hilfshypothese zurück, stellt
den Herd als eine schlecht gemischte Magmamasse hin und verzichtet
damit auf jede Feststellung von Gesetzmässigkeiten der Eruptionsfolge.
Sehr viel eher verständlich werden diese Erscheinungen durch die An-
nahme räumlich getrennter Herde in verschiedenen Niveaus von ver-
schiedener Grösse.

Vulkanische Schlote, die von ein und demselben Intrusivkörper
gespeist werden, fördern natürlich gleiche Laven. Aber auch der Fall,
dass ein tätiges Vulkangebiet aus verschiedenen Essen verschiedene Laven
in demselben Zeitabschnitt liefert, wird ebenso leicht verständlich, da
dann getrennte Intrusivkörper als tätig anzunehmen sind. Ein Wechsel in
der Beschaffenheit der Laven, die ein und derselbe Schlot fördert, tritt dann
ein, wenn ein benachbarter, mit anderem Magma erfüllter Intrusivkörper
den Zugang zu derselben Esse gewinnt. Bleiben die Zugänge offen, so
könnten wechselweise verschiedene Laven aus einer gemeinschaft-
lichen Esse gefördert werden. Es ist ein weites Feld von Möglichkeiten
offen, die der bunten Mannigfaltigkeit der Natur sehr gut entsprechen.

Die Verteilung der Vulkane auf der Oberfläche wird abhängig sein
von der Form und Lage der speisenden Intrusivkörper. Der Gang allein
ist diejenige Injektionsform, welche die Gestalt einer mehr oder weniger
vertikal gestellten Platte besitzt. Sie kann sich daher angenähert verti-
kalen tektonischen Flächen anpassen. Vulkanessen, die von ihm aus-
gehen, zeigen darum eine ausgesprochene lineare Anordnung, die mit
dem erzeugenden Gang von tektonischen Linien im Untergrund abhängig
sein kann. Alle anderen Intrusivkörper werden eine flächenhafte Ver-
teilung ihrer Essen bedingen, entsprechend ihrer Gestalt, die sich flächen-
haft auf die Oberfläche projiziert; sie müssen eine regellose Verteilung
in Gruppen zeigen.

Nur insofern als die speisenden Intrusivkörper meist tektonisch
orientiert im Untergrund liegen, macht sich auch in den dazu gehörigen
Vulkanen eine rohe Orientierung geltend. So folgen die Vulkanzonen
der Anden dem Streichen des Gebirges und engen sich ein mit der zeitlich
fortschreitenden Abkühlung der granodioritischen Batholithe.

Die Anordnung und Gestalt der speisenden Intrusivkörper im Unter-

grund bedingt demnach auch die Gestalt der um zahlreiche Eruptionszentren durch viele Ergüsse aufgebauten vulkanischen Gebirge, auf die später noch ausführlicher einzugehen ist.

Diese Theorie erklärt auch die Mannigfaltigkeit der Eruptionsfolge. Die tiefer gelegenen grösseren Intrusivkörper bleiben viel länger flüssig und daher auch länger tätig als kleinere, näher der Oberfläche gelegene hypoabyssische Körper, die sich vielleicht auch vom Hauptschlot abgezweigt haben. Die einen haben eine lange, die anderen eine kurze Lebensdauer. So kommt auch in die Eruptionsfolge eine grosse Mannigfaltigkeit. Laven, die zuerst erschienen sind, stellen sich nach längerer Zeit wieder ein, nachdem in der Zwischenzeit andere Herde tätig waren, denn die vulkanische Tätigkeit ist eine intermittierende.

Die zeitliche Folge der Eruptionen der Oberfläche und Tiefe.

Jeder Oberflächeneruption muss die Ortsstellung des Vulkanherdes zeitlich vorausgehen. Diese ist ein Injektionsvorgang, dessen Wesen und Ursachen früher behandelt sind. Die Oberflächeneruption fällt in den Zeitabschnitt, welcher von der Ortsstellung des Herdes bis zu seiner völligen Erstarrung reicht. Für grössere Injektionsmassen ist diese Zeit sehr lang, nicht selten von der Grössenordnung geologischer Perioden.

Die Erfahrung lässt sich sehr häufig machen, dass die Tiefengesteine etwas älter sind als die Ergussgesteine, die mit ihnen in Zusammenhang stehen. Injektionsvorgänge in grossem Masstabe sind Folgeerscheinungen tektonischer Umwälzungen der Erdrinde, die ihr Gleichgewicht nur von Zeit zu Zeit neu ordnet. Neue Vulkanherde haben sich in der Gegenwart nicht gebildet. Wir kennen kein einziges Beispiel dafür, dass sich in der jüngsten geologischen Vergangenheit ein neues vulkanisches Gebiet eröffnet hätte. Wohl haben sich häufiger neue Essen aufgetan, doch stets auf bereits vorhandenem vulkanischen Boden.

Die Gestalt des Vulkanherdes.

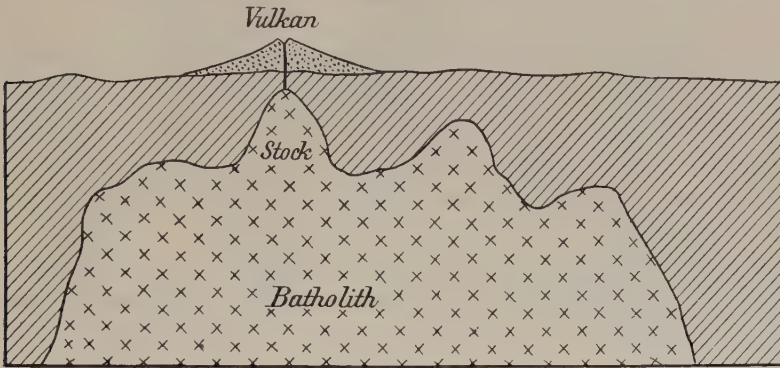
1. Der Vulkanherd ist ein Batholith.

Batholith als
Vulkanherd.

Die Gestalt des Batholithen wird für die Abgrenzung des von ihm abhängigen Vulkangebietes massgebend sein. Besonders sind es die unter dem Dach des Batholithen befindlichen Teile, welche die erste Anlage der darüber liegenden Vulkane bestimmen und allen folgenden Eruptionen die Bahn vorschreiben. Daly hat sich mit diesem Fall besonders beschäftigt (Fig. 93 und 94).

Die Oberfläche des Batholithen verläuft unregelmässig, da die Dachschichten losgestemmt und vom Magma verarbeitet werden. So dringen

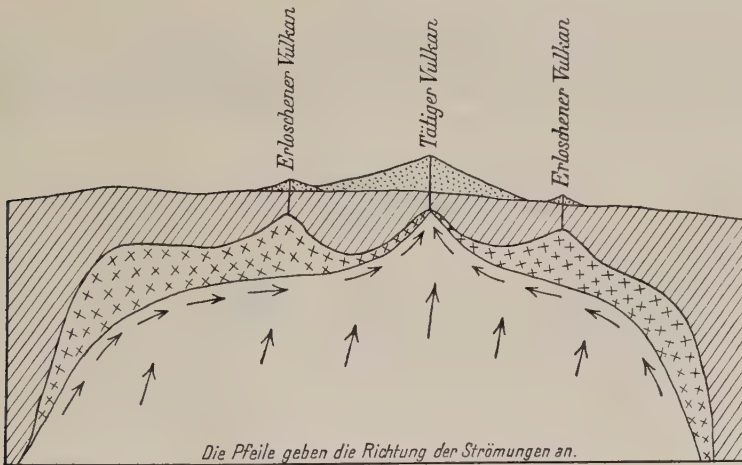
Fig. 93.



Vulkan über einem Batholithen. Nach Daly.

von der Hauptmagnakammer einzelne stockförmige Massen, sogenannte „Cupola“, weiter gegen die Oberfläche vor. Hier sammeln sich die vom Magma abgesonderten Gase hauptsächlich an, die das Durchbohren der

Fig. 94.



Die Pfeile geben die Richtung der Strömungen an.

× × × × Bereits verfestigter
× × × Teil des Batholithen

Flüssiger Teil
des Magmas

Tätige und erloschene Vulkane über einem Batholithen. Nach Daly.

Vulkanessen besorgen. Fig. 93 stellt einen schematischen Durchschnitt nach Daly dar, der das Abhängigkeitsverhältnis der Oberflächenvulkane von den Dachpartien eines Batholithen in der Tiefe zeigen soll.

Während der Erstarrung des Batholithen werden die einzelnen Stöcke fest. Die Vulkane, die von ihnen ihren Ausgang nehmen, stellen ihre Tätigkeit ein.

Fig. 94 zeigt, wie sich mit fortschreitender Abkühlung des Batholithen auch die vulkanische Tätigkeit auf der Oberfläche einengt und sich auf bestimmte Hauptzentren beschränkt. Erloschene Vulkane neben vereinzelt tätigen Feuerbergen kennzeichnen auf der Oberfläche dieses Erstarrungsstadium des im Untergrund befindlichen Tiefengesteinskörpers. In einem derartigen Stadium befinden sich die meisten in der Gegenwart tätigen Vulkangebiete. Schliesslich wird auch der letzte Stock fest und die Tätigkeit erlischt ganz.

Die Verteilung der Vulkane auf der Oberfläche ist weniger von der tektonischen Beschaffenheit der sedimentären Unterlage als von der Gestalt und Lage der speisenden Intrusivkörper abhängig.

2. Der Vulkanherd ist ein Lakkolith oder Lagergang.

Lakkolith oder
Lagergang als
Vulkanherd.

Diese beiden Fälle bieten genau dasselbe, was für den Batholithen ausgeführt wurde.

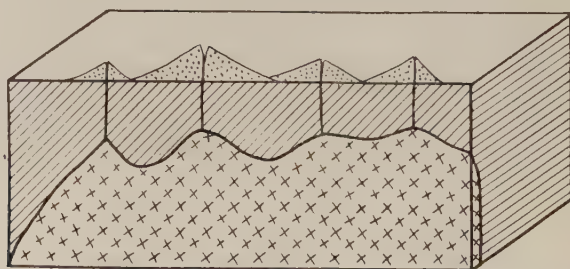
Die Schlote sind auf der Oberfläche flächenhaft verteilt, treten also gruppenweise auf.

3. Die Vulkanherde sind Gänge.

Gang als
Vulkanherd.

Dieser Fall kommt offenbar sehr häufig vor, denn das Dach grösserer Intrusivkörper wird von Gängen durchschwärmt. Da der Gang ein platten-

Fig. 95.



Vulkane reihenweise über einer Spalte angeordnet.
Schematisches Stereogramm.

förmiger Körper ist, der, wenn er nicht die Oberfläche erreicht, in einer welligen Linie nach oben auskeilt, sammeln sich die Gase in den höheren Teilen der Gangkammer und schlagen von da aus zur Oberfläche durch. Die Vulkane, die auf diese Weise entstehen, werden eine lineare An-

ordnung zeigen müssen. Derartige Fälle sind in kleinem und auch größerem Masstab aus vielen Vulkangebieten bekannt, wie die Lakispalte auf Island und das Val di Bove am Ätna. Eine gradlinige, reihenförmige

Fig. 96.



Eruptionsspalte mit tätigen Eruptionskegeln am Vesuv. Nach Jul. Schmidt.

Anordnung braucht nicht immer in Erscheinung zu treten. Wie die oben mitgeteilten Beispiele aus Südafrika lehrten, können Spalten gelegentlich einen krummlinigen Verlauf nehmen.

Literatur.

1. K. v. Seebach, Vorläufige Mitteilungen über die typischen Verschiedenheiten im Bau der Vulkane und über deren Ursachen. *Zeitschr. d. D. geol. Ges.* 18. 1866. S. 643—647.

2. R. A. Daly, The Nature of Volcanic Action. *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences.* Vol. 47. Nr. 3. Juni 1911. S. 122. 5 Tafeln.

3. K. v. Dechen, Geognostische Beschreibung des Siebengebirges am Rhein. 1852.

4. H. Laspeyres, Das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1901. Mit einer geol. Karte und 23 Abb.

5. K. Busz, Heptorit, ein Hauyn-Monchiquit aus dem Siebengebirge am Rhein. *N. Jahrb. f. Min.* 1904. II. S. 86—92. Tfl. XIV, XV. Essexit von der Löwenburg im Siebengebirge a. Rh. *Verh. d. naturhist. Ver. d. preuss. Rheinlande und Westfalens.* 62. Jahrg. 1905. S. 173—178.

6. J. E. Hibs, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blätter I—III und XI—XII. *Tscherm. Min. petr. Mitt.* N. F. 15. 1896, 19. 1899, 17. 1897, 23. 1904, 21. 1903, 29. 1911, 27. 1908, 24. 1905 und G. Irgang 28. 1909. Ferner Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges II, ebenda 19. 1900. S. 489—497. Die Denudation im Gebiete der oberen Elbe. *Festschrift z. 50jähr. Bestandesfeier d.*

höh. landw. Landesanstalt Tetschen-Liebwerda. 1900. S. 13—22 (Ref. N. J. f. Min. 1902. II. S. 212). Geologischer Aufbau des böhmischen Mittelgebirges. Exkursionsführer Nr. 2. IX. S. 72. Intern. Geol. Kongr. Wien 1903 und Monatsbl. Deutsch. geol. Ges. 1908. Nr. 8/10. S. 195.

7. E. Reyer, Die Euganeen. Wien 1872 mit 1 geol. Karte und Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. S. 31.

8. Michael Stark, Die Euganeen. Mitt. d. naturw. Ver. a. d. Un. Wien. IV. 1906. Nr. 8 und 9. S. 77—96. Gauverwandtschaft der Euganeengesteine. Tscherms. Min. petr. Mitt. N. F. 25. 1906. S. 319—334. Formen und Genese lakkolithischer Intrusionen. Festschr. d. Naturw. Ver. a. d. Univ. Wien. 1907. S. 51—66. 9 Textfiguren. Geologisch-petrographische Aufnahmen der Euganeen. Tscherms. Min. petr. Mitt. N. F. 27. 1908. S. 399—588. Beiträge zum geologisch-petrographischen Aufbau der Euganeen und zur Lakkolithenfrage. Tscherms. Min. petr. Mitt. N. F. 81. 1912. S. 1—80.

9. R. Lachmann und W. Penck, Der Eruptionsmechanismus bei den Euganeentrachyten. Monatsbl. d. D. geol. Ges. 61. 1909. S. 331—340. Geologische Beobachtungen aus den Euganeen. Zentralbl. für Min. 1910. S. 575—581, 597—608.

10. F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntnis des Vorkommens körniger Eruptivgesteine bei Cingolina in den Euganeen bei Padua. N. Jahrbuch f. Min. 1893. I. S. 123—133.

11. W. Salomon, Muschelkalk und Lias am Katzenbuckel. Zentralbl. f. Min. 1902. S. 651—656.

12. W. Freudenberg, Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. d. Bad. geol. Landesanstalt 5. 1. Heft. 1907. S. 185—344. 1. geol. Karte. Tafel VIII u. XI—XIII.

13. Ch. Lyell, Elements of Geology II. 1865. S. 668. Students elements of Geology II. 1874. S. 557.

14. W. Reiss, Die Diabas- und Lavaformation der Insel Palma. Wiesbaden 1861.

15. C. Gagel, Die Caldera von La Palma. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1908. S. 168—250 mit 1 Karte, 12 Tafeln. Die mittelatlantischen Vulkaninseln. Handbuch der regionalen Geologie VII. 10 Abb. S. 23.

16. Ferdinand Frh. von Richthofen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sankt Cassian und der Seisser Alpe in Südtirol. Gotha 1860. Enthält die ältere Literatur.

17. W. C. Brögger, II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol, Kristiania 1895.

18. J. Romberg, Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Predazzo I und II. Sitzber. Kgl. Akad. d. Wiss. Berlin 1902. Phys.-math. Kl. 30 und 32.

Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. Aus dem Anhang zu den Abhandlungen der Kgl. Preuss. Akad. d. Wiss. Berlin. 1904. S. 1—135.

19. H. Philipp, Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 56. 1904. S. 1—98. Tafel 1—VI. 14 Textfiguren.

20. W. Penck, Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. N. Jahrb. f. Min. B. B. 32. 1911. S. 239—382. 10 Textfiguren, 9 Profile und Karte. Die umfangreiche Literatur über das Predazzogebiet ist in den genannten Abhandlungen zusammengestellt. — R. Hoernes, Zur Geologie von Predazzo, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-naturw. Kl. CXXI, Abt. 1, Januar 1912, S. 3—31, hält nach wie vor an dem triadischen Alter des Monzonits fest. Die Penckschen Argumente

für das tertiäre Alter derselben scheinen mir aber überzeugend zu sein. Eine Analogie zwischen den Verhältnissen bei Predazzo und dem Kilauea vermag ich ebensowenig wie Hoernes zu erkennen.

21. Alex. L. du Toit, Geological Survey of the Eastern Portion of Griqualand West. Cape of Good Hope II. Ann. Rep. of the Geol. Comm. 1906. Capetown 1907. S. 89—158.

22. W. Rogers und Alex. L. du Toit, The Sutherland volcanic Pipes and their Relationship to other Vents in South Africa. Transact. of the South African Philos. Society. Vol XV. Part. 2. 1904. S. 61—83. Geological Survey of Parts of the Division of Ceres, Sutherland and Calvinia, Cape of Good Hope. Ann. Rep. of the geol. Comm. 1903. Cape Town 1904. S. 11—70.

23. G. Steinmann, Gebirgsbildung und Massengesteine in den Kordilleren Südamerikas. Geol. Rundschau I. 1910. S. 13—35.

24. F. von Wolff, Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles unter besonderer Berücksichtigung der Provinzen Atacama und Coquimbo. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1899. 51. S. 471—555.

25. J. W. Judd, Volcanoes what they are and what they teach. London 1907. S. 143.

26. A. Stübel, Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Leipzig 1901.

IX. Kapitel.

Der physikalische Vorgang der Oberflächeneruption.

Das Ergebnis des vorigen Kapitels führte dazu, die Vulkanherde als räumlich begrenzte und daher mit der Zeit erschöpfliche Injektionsmassen anzusehen. Daraus ergibt sich die Aufgabe, die Kräfte und Vorgänge aufzusuchen, die einen Teil des Herdes zur Oberfläche entleeren.

Die mitgeteilten Tatsachen wiesen bereits darauf hin, dass das Ausstossen vulkanischer Massen eine Folgeerscheinung des Erstarrungsvorganges des Vulkanherdes sei.

Vulkanische Massen können auf zwei Wegen aus dem Herde zur Oberfläche gebracht werden.

1. Dadurch, dass der Vulkanherd unmittelbar zur Oberfläche durchbricht. Linear- und Arealeruptionen werden in diesem Fall die Folge sein. Der Injektionsvorgang hat dann die magmatischen Massen nicht nur bis dicht zur Oberfläche gebracht, sondern war stark genug, den Durchbruch selbst zu erzwingen.

2. Dadurch, dass der Vulkanherd sich eines Förderschlotes bedient, um sein Material von Zeit zu Zeit zur Oberfläche zu entleeren. Die Zentraleruption kommt auf diesem Wege zustande.

In beiden Fällen ist der Mechanismus des Ausbruches ein verschiedener. Die Areal- und Lineareruptionen haben mit den Injektionen die gleiche Ursache. Ihr Zustandekommen ist bereits im Kapitel V behandelt worden.

Der physikalische Vorgang der Zentraleruption bedarf dagegen einer besonderen Besprechung. Ihm sei das vorliegende Kapitel gewidmet.

Die Stübelsche Vulkantheorie (1).

Die Stübelsche Vulkantheorie baut sich auf der Erkenntnis auf, dass das vulkanische Phänomen eine vorübergehende, örtliche Erscheinung ist, die nicht mit der grossen zentralen Magmazone in unmittelbarer Verbindung steht. Diese kann als unerschöpflich gelten, während der

peripherisch gelegene, räumlich begrenzte Vulkanherd nur einen begrenzten Energieinhalt besitzt. Die Abgabe der im Herde aufgestapelten Energie führt ein begrenztes Quantum magmatischer Produkte nach aussen ab und ruft die vulkanischen Erscheinungen hervor. Ist der Herd erstarrt, so ist er damit für alle Zeit erstorben und die darüber erbauten Vulkane sind für immer erloschen.

Die vulkanischen Erscheinungen beruhen demnach auf einer Energieerzeugung durch den Erkaltingsprozess des Vulkanherdes; die Materie selbst ist Trägerin der Energie, die vulkanische Kraft wohnt dem Magma inne und entwickelt sich aus ihr infolge der Abkühlung. Es bleiben also exogene Kräfte dabei völlig aus dem Spiel.

Man kann der Stübelschen Theorie die Anerkennung nicht absprechen, dass sie in streng logischer Form die letzten Konsequenzen zieht. Wenn Stübel das Ausstossen des glutflüssigen Materials als den Zweck jeder eruptiven Tätigkeit bezeichnet, so ist dieser Ausdruck sicherlich verfehlt. Was hier als Zweck bezeichnet wird, ist nur der Inhalt des Begriffs.

Eine derartig schiefe Auffassung beeinträchtigt aber die Bedeutung der Erkenntnis nicht, dass die vulkanische Kraft eine Energieerzeugung durch den Abkühlungsprozess ist.

Trotz der konsequenten Durchführung zeigt das Gebäude der Stübelschen Theorie gleich im Grundstein eine Lücke. Stübel stellt sich vor, dass die vulkanische Energie eines Herdes auf einmal frei und abgegeben wird. Den Fall einer allmählichen Energieentwicklung hat er nie in den Kreis der Betrachtung gezogen, und diese Einseitigkeit hat ihn auf einen Irrweg geführt. Der Grund hierfür liegt auf der Hand. Stübel suchte die Energieerzeugung stets in einer Volumenzunahme bei der Kristallisation des Herdes. Mit der Kristallisation freilich ist wie bei jeder Zustandsänderung auch eine plötzliche Änderung des Energieinhaltes verknüpft.

Am Anfang dieses Buches sind die Gründe auseinandergesetzt, die die Unrichtigkeit der Volumenausdehnung bei der Kristallisation von Silikaten dartun. Unter der Wucht der Argumente hat Stübel selbst zugegeben, dass das Gebiet der Volumenvergrösserung ein vorübergehendes innerhalb der flüssigen Phase des Magmas sein könnte, ohne jedoch für diese Behauptung einen Beweis zu erbringen.

Wir wollen zunächst den Gedankengang der Stübelschen Theorie weiter verfolgen, wie er sich aus der Voraussetzung einer plötzlichen Energieabgabe des Herdes ergibt. Er musste zur Theorie der monogenen Vulkanbauten führen.

Stübel wirft zunächst die Frage auf, wie gross kann der Vulkan werden, wenn die gesamte Energie, die der Herd abzugeben hat, gleich

bei dem ersten Ausbruch zum Durchstossen vulkanischen Materials aufgebraucht wird?

Die Grösse eines solchen „monogenen Vulkans“ wird lediglich von der Grösse seines Herdes abhängen. Beim ersten Durchbruch hat die vulkanische Energie die mächtige Sedimentdecke zu durchschlagen; um das zu können, muss die Kräfteäusserung eine gewaltige sein und plötzlich einsetzen. Ein grosser Teil der Energie wird dabei aufgebraucht. Daher werden, schliesst Stübel weiter, die infolge der ersten Kraftäusserung entstehenden Vulkane ihre maximale Grösse bereits beim ersten Ausbruch erlangen.

Die Vergrösserungen, die der Berg in der Folgezeit durch sich wiederholende Ausbrüche erleidet, stehen in keinem Verhältnis zu dieser ersten grossartigen Schöpfung des monogenen Vulkans. Wenn daher die Energieabgabe zu einem bestimmten Zeitpunkt im Herd sich plötzlich vollzog, so kann dies nur in Verbindung mit der Geburt des Vulkans geschehen sein, denn nie wieder wurden gleich grosse Energiemengen frei. Der monogene Vulkan wird in einem Guss fertiggestellt. Er ist eine notwendige Folge einer plötzlichen Energieentbindung. An diesem Punkt muss die Prüfung einsetzen und hier hat sie auch eingesetzt. Zunächst die Frage: gibt es überhaupt monogene Vulkane und sind sie vor unseren Augen entstanden? Stübel zählt Ausbrüche, wie den des Mte. Nuovo, der buchstäblich über Nacht aufgeschüttet ist, ferner den Staukegel Georgios zu den monogenen Vulkanen, die vor den Augen der Menschen entstanden sind. Gegen diese Auffassung lässt sich kaum etwas einwenden.

Wenn aber Stübel die Mehrzahl aller Vulkane oder doch ihre Hauptmasse für monogen erklärt und Berge wie die Mt. Somma und andere als monogene Schöpfungen deuten will, so stehen einer solchen Auffassung eine Unzahl Beobachtungen entgegen, die eine Unterbrechung der Bildung durch Ruhepausen und ein allmähliches Heranwachsen des Berges beweisen, wie z. B. die Spuren von Pflanzenwuchs und die Bildung von Verwitterungsböden zwischen gewissen Tuffschichten im Mantel der Mt. Somma.

Verhältnismässig leicht wird die Erklärung der Caldera, des Kraters von ungewöhnlichen Dimensionen. Ihre Bildung schliesst den monogenen Aufbau ab. Sie ist ein Einsturzkrater, entstanden durch Zurückfliessen des Magmas aus dem monogenen Bau zur Tiefe. Als polygene Bauten erkennt Stübel die Doppelvulkane vom Typus Mte. Somma-Vesuv an.

Bei ihrer Erklärung versagt seine Theorie. Denn, wenn der Herd sich durch den ersten monogenen Bau, z. B. den der Mte. Somma, erschöpft hat, d. h. fest geworden ist, so bleibt die Frage unbeantwortet, woher die Energie zur Bildung des zweiten Kegels, des Vesuv, stammt.

Dass die Vulkanherde als Relikte des frühesten Vulkanismus innerhalb der Panzerkruste angesehen werden, ist eine weitere Konsequenz, die dazu führen muss, den heutigen Vulkanismus als einen ersterbenden Rest des archaischen aufzufassen. Die vulkanischen Kräfte müssen danach mit der Zeit konstant abnehmen und einmal ihrem Ende entgegengehen, ein Schicksal, das auf dem kleineren Mond bereits erreicht ist.

Nun haben sicherlich die vulkanischen Kräfte im Laufe der Entwicklungsgeschichte der Erde eine Abschwächung erfahren. Die Kurve, welche die Intensität vulkanischer Äusserungen mit der Zeit darstellt, ist aber keine Gerade, sondern eine Wellenlinie mit Maxima und Minima. Würde man diese Kurve mit der Intensitätskurve dynamischer Umwälzungen in der Erdrinde vergleichen, so würden beide Kurven einen ähnlichen Verlauf nehmen und sich in ihren Wellenbergen und Tälern ziemlich entsprechen. Derartige Kurven lassen sich nicht entwerfen, weil die Intensitäten nicht numerisch zu berechnen sind. Von ihrem Aussehen kann man sich nur eine ungefähre Vorstellung machen.

Die Energieerzeugung durch den Erkaltungsprozess.

Schon Dutton (2) wirft die Frage auf, warum der Vulkan das Quantum Lava und vulkanischer Lockerprodukte, das er während seiner Lebensdauer durch zahlreiche Eruptionen zutage fördert, nicht auf einmal auswirft.

Das Magma besitzt von Anfang an nicht genügend vulkanische Energie, sondern erwirbt dieselbe mit der Zeit. Der Vulkanherd verfügt über einen seiner Grösse, Temperatur und Zusammendrückung entsprechenden Energieinhalt. Die Energie wird aber nicht, wie Stübel will, auf einmal frei, sondern entwickelt sich erst langsam im Laufe des geologischen Gestaltungsprozesses des Herdes.

Ist die vulkanische Energie so weit angewachsen, dass sie die entgegenstehenden Widerstände der Decke oder des Schlotcs überwinden kann, so tritt der Ausbruch ein, bei dem ein gewisses Quantum magmatischer Produkte ausgestossen wird. Eine Pause in der Tätigkeit folgt bis sich wieder genügend Energie entwickelt hat und das Spiel von neuem beginnen kann.

Massen von hoher Temperatur im Zustand starker Zusammendrückung besitzen einen grossen Energieinhalt. Derselbe ist z. T. als chemische Energie aufgestapelt.

Nun sind wir noch weit davon entfernt, die Reaktionen, die sich im Magma bei hoher Temperatur abspielen, zu übersehen. Wir wissen jedoch, dass sie allgemein häufig anders verlaufen als bei niederen Tem-

peraturen, und dass namentlich die Wärmetönung der Reaktion ein anderes Vorzeichen hat.

Die fortschreitende Entwicklung der Chemie der hohen Temperaturen wird auch für den physikalisch-chemischen Vorgang des Vulkanismus noch manche Aufklärung bringen.

Der Eigenart der vulkanischen Erscheinung ist zu entnehmen, dass die magmatischen Gase dabei sicherlich die erste Rolle spielen (3). Die Wichtigkeit der Gasexpansion bei Vulkanausbrüchen ist auch von Stübel nicht verkannt worden. Daubrées experimentelle Untersuchungen (5), Brancas (6) Studium der Vulkanembryonen Schwabens und Bruns (7) gasanalytische Studien haben den Weg zur Erkenntnis gewiesen. Suess (4) geht noch einen Schritt weiter, indem er den Vulkanismus als eine Erscheinung planetarer Entgasung ansieht.

Die Entgasung.

Entgasung.

Eine Gasentbindung tritt im Magma ein, wie im Kapitel III auseinandergesetzt worden ist, bei Druckentlastung, beim Fallen der Temperatur und besonders bei der Kristallisation. Die Kristallisation führt zu einer nahezu vollständigen Trennung der Gase vom Magma, abgesehen von den kleinen Mengen, die als Einschlüsse von den Kristallen zurückgehalten werden. Die verschiedenen Gase setzen sich miteinander in ein Gleichgewicht, wenn dieselben Bedingungen von Druck und Temperatur längere Zeit bestehen bleiben.

Dieses Gleichgewicht wird gestört einmal durch die fortschreitende Abkühlung, dann durch die Druckentlastung, also durch dieselben Faktoren, die auch die Trennung der beiden Phasen, gasförmig und flüssig, herbeiführen. Wir haben ferner gesehen, dass, wenn eine Störung des Gleichgewichts eingetreten ist, Reaktionen einsetzen, die das neue Gleichgewicht wieder herstellen. Dieses Ziel wird je nach der Natur der reagierenden Bestandteile langsam oder mit explosionsartiger Geschwindigkeit erreicht.

Die Erfahrung lehrt, dass ein Magma, welche Zusammensetzung es auch haben mag, durch Steigerung der Viskosität an explosiven Eigenschaften gewinnt. Eine Steigerung der inneren Reibung verzögert offenbar die Einstellung neuer Gleichgewichte und begünstigt die instabilen Systeme, die unter besonderen Verhältnissen explosionsartig zerfallen.

Mit diesen Reaktionen sind in manchen Fällen Volumenänderungen und immer Änderungen des Energieinhalts verknüpft. Ein Blick auf die S. 104 ff. besprochenen Gasreaktionen lehrt, dass es im Magma endotherme Verbindungen gibt, die mit fallender Temperatur und bei Druckentlastung unter Volumenzunahme in ihre Bestandteile zerfallen. Bei

diesem Vorgang wird Wärme entwickelt. Aber auch zahlreiche andere Gasreaktionen verlaufen bei fallender Temperatur unter Wärmeentwicklung.

In der Energieerzeugung während des Verlaufes der magmatischen Gasreaktionen ist die treibende Kraft der Zentraleruption allgemein zu sehen.

Die Wirksamkeit der Gase.

Die Wirksamkeit der Gase ist eine zweifache. Einmal wirken die vulkanischen Gase mechanisch sprengend durch ihre plötzliche Expansion. Sie öffnen nicht nur den trichterförmigen Krater, sondern reissen Teile der Schlotwände ab und erweitern auf diese Weise die Esse (explosive Abrasion).

Die Wirksamkeit
der Gase.

Die andere Seite der Wirkung ist eine aufschmelzende. Zum Aufschmelzen gehören sehr gewaltige Wärmemengen, die sich lokal auf bestimmte Stellen konzentrieren müssen. Man hat die aufschmelzende Wirkung der magmatischen Gase treffend mit derjenigen einer Stichflamme des Lötrohrs verglichen. Hier wird die hohe Temperatur, die aus der Verbrennungswärme des Leuchtgases bei Sauerstoff- oder reichlicher Luftzufuhr gewonnen wird, auf einen Punkt konzentriert. Da die vulkanischen Gase in grösseren Mengen erst in Freiheit gesetzt werden, wenn die Kristallisation des Magmas begonnen hat, letzteres also bereits seine aufschmelzenden Eigenschaften einbüsste, ist es klar, dass die Wärme, die zur Aufschmelzung erforderlich ist, nicht dem Wärmevorrat des Magmas selbst entstammen kann. Sie muss vielmehr erst durch Umsetzung chemischer Energie in Wärme gewonnen werden. Dann können aber auf diese Weise Gase sehr viel höhere Temperaturen örtlich erzeugen, als ein in der Abkühlung befindlicher Vulkanherd im ganzen besitzt. Die Entwicklung gewaltiger Wärmemengen an begrenzten Stellen ist nur durch Umsetzung von chemischer Energie in Wärme verständlich. Die magmatischen Gase transportieren auf diese Weise die Wärme.

Die Eigenarten der Zentraleruption.

Die Zentraleruption besitzt eine Reihe von Eigenarten, die nur auf diesem Wege einigermaßen begriffen werden können.

Die Eigenarten
der Zentral-
eruption.

In jedem Vulkangebiet beobachten wir gewöhnlich eine oder mehrere Vulkanessen, die die Rolle von Hauptförderschloten der magmatischen Produkte übernehmen. In ihrer Gefolgschaft treten häufig zahlreiche untergeordnete Ausbruchstellen auf. Diese Erscheinung tritt uns nicht nur in den zerstreuten Vulkanen des atlantischen Typus ent-

Hauptschlot.

gegen; wir finden sie auch bei den zonenweise auftretenden Vulkanen des pazifischen Typus wieder.

Die Anordnung der Vulkanschlote ist von der Lage und Form des Vulkanherdes abhängig, wie in dem vorigen Kapitel gezeigt wurde. Um den Hauptförderschlot kulminiert das vulkanische Gebirge. Man denke an den Mt. Vanda in den Euganeen, den Ätna, Vesuv, Pico de Teyde, Tenerife, Fuji-yama in Japan und viele andere grosse Vulkane. Wo eine Haupteisse fehlt, wie im Siebengebirge, in den Phlegräischen Feldern, mag die Auflösung eines grösseren Vulkanherdes in einzelne kleinere Intrusivkörper weitere Fortschritte gemacht haben.

Die Haupteisse besitzt einen mehr oder weniger rundlichen Querschnitt, der zunächst durch vulkanische Gase ausgebohrt sein muss. Wir kennen keinen anderen Vorgang, der derartige röhrenförmige Schlote schaffen kann, als den Durchbruch magmatischer Gase. Selbst bei der späteren Erweiterung der Esse werden die magmatischen Gase stets die Hauptrolle gespielt haben.

Tätigkeit des
Hauptschlotes
während langer
Zeit.

Eine weitere Tatsache von Bedeutung ist es, dass der Hauptförderschlot gewöhnlich sehr lange Zeiträume hindurch seine Tätigkeit beibehält. Durch diesen Umstand vermag er seine Produkte bis zu der dominierenden Höhe eines Einzelberges emporzuschichten.

Verlegung des
Ausbruchs-
punktes.

Hat ein Vulkan erst eine bestimmte Höhe erreicht, dann lässt die Neigung, Gipfeleruptionen zu machen, nach; das Magma findet an den Flanken des Berges einen leichteren Ausweg. In diesem Stadium befindet sich, um ein Beispiel zu nennen, der Pico de Teyde auf Tenerife, während beim Vesuv Gipfeleruptionen noch die Regel sind.

Die seitliche Verlegung der Achse der Zentraleruption ist, wie man vielfach festgestellt hat, eine gesetzmässige. Die Erklärung kann wiederum nur in der Beschaffenheit des Untergrundes und der Form des Vulkanherdes gesucht werden.

Ruhepausen und
Ausbrüche.

Die Geschichte der Vulkanausbrüche lehrt uns, dass es nur wenige Vulkane gibt, die längere Zeit hindurch ununterbrochen tätig bleiben. Gewöhnlich unterbrechen längere oder kürzere Pausen ihre Tätigkeit. Die Erscheinungen der Zentraleruption haben intermittierenden Charakter.

Die Pausen können unter Umständen sehr gross werden, so dass die Erinnerung an die feuerspeiende Natur des Berges ganz verloren geht, wie das mit dem Vesuv vor seinem klassischen Ausbruch im Jahre 79 n. Chr. der Fall war. Diese Pausen sind indes zeitlich begrenzt. Man kennt kein Beispiel, dass ein Vulkan während einer ganzen geologischen Periode in Ruhe verharrte, um in der darauf folgenden seine Tätigkeit wieder aufzunehmen. Andererseits ist auch bei den ständigen Feuerbergen ein periodisches Ansteigen und Abflauen der Tätigkeit unverkennbar.

Gewöhnlich wird ein Ausbruch, der nach längerer Ruhepause ein-

tritt, sich durch besondere Heftigkeit auszeichnen. Die Pausen werden mit zunehmendem Alter des Vulkangebietes immer länger. Die Ausbrüche verlieren an Heftigkeit, bis schliesslich die Tätigkeit gänzlich erlischt.

Man muss also unterscheiden zwischen ruhenden und erloschenen Vulkanen. Bei dieser Beurteilung ist vorsichtige Zurückhaltung ausserordentlich geboten; solange noch Spuren von vulkanischer Tätigkeit in dem betreffenden Vulkangebiet vorhanden und die Oberflächenformen des Vulkans noch nicht durch die Denudation zerstört sind, wird man nie mit Sicherheit behaupten können, dass die vulkanische Tätigkeit gänzlich erloschen sei.

Der Mechanismus der Zentraleruption.

Die geschilderten Eigenarten der Zentraleruptionen, besonders die Periodizität der Ausbrüche, und die teilweise recht langen Ruhepausen deuten darauf hin, dass die Kräfte, welche die Zentraleruptionen bedingen, zu ihrer Entwicklung Zeit gebrauchen. Die Energien müssen erst durch bestimmte Vorgänge erzeugt werden. Die Erklärung der Zentraleruption ist ein Wärmeproblem. Diese Erkenntnis bricht sich immer mehr Bahn. Brun (7) hat seine Vulkantheorie und Definitionen des Vulkanbegriffs in dieser Richtung aufgebaut. Daly (8), der Dana (9) Ideen weiterentwickelt hat, bezeichnet den Mechanismus des vulkanischen Ausbruchs treffend als „Kampf um die Abkühlung“. Ich werde im folgenden mich an seine Ausführungen im wesentlichen halten, da der Weg, den er zur Lösung des Problems eingeschlagen hat, zum Ziel zu führen scheint. Bis zu einer in sich festgefügtten Theorie ist der Weg aber noch weit.

Der Mechanismus der Zentraleruption.

Wärmeverlust und Wärmegewinn müssen gegeneinander abgewogen werden, um das Wesen der Zentraleruption richtig erfassen zu können.

Der heisseste Vulkan der Erde ist der Feuersee des Kilauea auf den Hawaiiinseln. Hier ist die Wärmezufuhr und der Wärmeverlust annähernd im Gleichgewicht. Der Vulkan ist deshalb auch ununterbrochen tätig. Derselbe gibt also den geeigneten Ausgangspunkt für die Ergründung des Problems. Aus diesem Grunde knüpft Daly seine Betrachtungen an diesen extremen Fall, der das Verständnis der Zentraleruption im Prinzip zu vermitteln vermag.

Der Wärmeverlust.

Die Wärme wird der Magmasäule im Schlot und Krater auf doppelte Weise entzogen, nämlich durch Fortleitung an den Wänden des Schlotes und den Rändern des Kraters, und durch Ausstrahlung von der Oberfläche des Kratersees. Die Wärmemengen, die auf diese Weise in der

Wärmeverlust.

Zeiteinheit dem Magma entzogen werden, sind schwer zu berechnen, weil sich die erforderlichen Daten kaum mit genügender Sicherheit gewinnen lassen. Doch müssen die Beträge ausserordentlich gross sein. Eine Vorstellung von ihrer Grössenordnung gibt eine Rechnung von Daly. Er findet die in der Sekunde fortgeleitete Wärme nach der Formel

$$Q = k \cdot A \frac{T - T_1}{x} t,$$

unter folgenden Annahmen in C.G.S.-Einheiten:

k der Wärmeleitungskoeffizient des Nebengesteins = 0,005

A die mit dem Magma in Berührung stehende Fläche des Nebengesteins, dabei wurde der Radius der zylindrisch gedachten Magmasäule zu 100 m, ihre Höhe zu 2 km angenommen = $2 r \pi \cdot 200\,000$

T die Temperatur des Magmas = 1200°

T_1 die Temperatur des Nebengesteins in der Entfernung $x = 12$ m vom Kontakt = 1115°

t = 1 Sekunde

zu 4 450 000 Grammkalorien in der Sekunde.

Noch grösser ist der Wärmeverlust durch Strahlung von der Oberfläche aus. Auch diesen Wert hat Daly unter Benutzung der Formel

$$\log S = \log c + \varepsilon \log T$$

bestimmt.

Es bedeuten S die Anzahl der Kalorien, die in der Sekunde ausgestrahlt werden, T die absolute Temperatur der Lava, c und ε Konstanten. Für 472° der absoluten Temperaturskala hat Siegl (10) diese Konstanten zu $c = 0,589 \cdot 10^{-12}$ und $\varepsilon = 4,083$ für Basalt ausgewertet.

Durch Interpolation dieser Werte für Temperaturen von 1200° (1473° absolut) findet Daly die von dem kreisrunden Lavasee von 100 m Radius ausgestrahlte Wärmemenge zu 375 000 000 Grammkalorien in der Sekunde.

Damit die Lava in dem Feuersee des Kilauea dauernd die obige Temperatur behalten kann, müssen, wenn man diese Zahlen gelten lassen will, die 379 Millionen Grammkalorien, die in einer Sekunde durch Leitung und Ausstrahlung abgegeben werden, in derselben Zeit durch Zufuhr von Wärme wieder ersetzt werden. Geschieht das nicht, so muss die Lava-säule zunächst an der Oberfläche erstarren und der Förderschlot sich mehr und mehr durch erstarrte Lava verstopfen. Die Tätigkeit hört auf.

Ist die Wärmezufuhr dagegen grösser als der Wärmeverlust, dann schmilzt die Magmasäule die Schlotwandungen ein und vergrössert die Krateröffnung so lange, bis der Gleichgewichtszustand hergestellt ist.

Es sind demnach drei Fälle möglich:

1. Wärmeverlust und -zufuhr decken sich gerade. Es tritt ein stationäres Wärmegleichgewicht ein. In diesem Zustand befindet sich

der Lavasee des Kilauea. Die Tätigkeit des Kraters bleibt durch lange Zeiten konstant.

2. Die Wärmezufuhr ist grösser als der Wärmeverlust. Der Vulkan öffnet seine Esse, indem der verstopfende Lavapfropfen durch Einschmelzung beseitigt wird, und fördert vulkanisches Material.

3. Der Wärmeverlust ist grösser als die Wärmezufuhr. Dann erstarrt die flüssige Lava im Schlot. Die Tätigkeit des Vulkans erreicht ihr Ende, die Ruhepause beginnt.

Die Wärmequelle.

Die Wärme kann auf verschiedene Weise ergänzt werden:

Wärmequellen.

1. Die Wärme entstammt dem ursprünglichen Wärmeverrat des Herdes. Die Temperaturen des Magmas im Herd können höchstens wenige Hundert Grad über dem Kristallisationsanfangspunkt liegen, denn der Herd ist in eine kältere Umgebung injiziert und muss sich mit dieser ausgleichen.

Aus diesem Vorrat stammt sicherlich nur der kleinste Teil der für die Zentraleruption erforderlichen Wärmeenergie. Anderenfalls wäre eine langandauernde vulkanische Tätigkeit gleichbleibender Intensität gar nicht möglich.

2) Die Hauptursache der Wärme ist, wie gezeigt wurde, in den exothermisch verlaufenden Reaktionen zu suchen, die eintreten, sobald die chemischen Gleichgewichte der Gase durch Druckentlastung und Abkühlung verschoben werden.

3. In gleicher Weise kann chemische Energie in Wärme umgewandelt werden, wenn in den magmatischen Systemen Verschiebungen der chemischen Gleichgewichte zwischen der gasförmigen und flüssigen Phase oder innerhalb der flüssigen Phase allein eintreten.

4. Wärme (Kristallisationswärme) wird beim Übergang der flüssigen Phase in die kristallisierte erzeugt, also wenn im Herd die Kristallisation des Magmas begonnen hat. Die Kristallisationswärme kann lokal zur Steigerung der Temperatur beitragen.

5. Wächst der Gasdruck der magmatischen Gase bei konstantem Volumen, so muss durch die Kompression der Gase Wärme entwickelt werden, während umgekehrt eine schnelle Ausdehnung der zusammengedrückten Gase im Augenblick des Ausbruchs Wärme verbraucht und einen abkühlenden Effekt hervorbringt.

6. Eine weitere Wärmequelle liefern möglicherweise die radioaktiven Zerfallsreaktionen. Doch darf man ihre Bedeutung für das Zustandekommen der vulkanischen Phänomene nicht überschätzen. Ein gewisser Gehalt an radioaktiven Stoffen ist zwar in allen Eruptivgesteinen nach-

gewiesen worden. Er ist bei den rezenten Laven durchaus nicht besonders hoch. Die Laven sind jedenfalls nicht, wie Dutton (11—12) es annimmt, aus der Aufschmelzung der Erdkruste durch Wärmeentwicklung infolge radioaktiver Zerfallsreaktionen entstanden. Dagegen spricht schon die chemische Zusammensetzung der Laven, die aus der Einschmelzung von Sedimenten nicht hergeleitet werden können. Untersuchungen der frischen vulkanischen Produkte des Vulkans Taal auf Luzon, die von Bacon (13) in jüngster Zeit besonders nach diesen Richtungen unternommen worden sind, haben ein völlig negatives Ergebnis gezeigt. Ein enger Zusammenhang mit den vulkanischen Erscheinungen besteht sicherlich nicht.

Eine Berechnung der Wärmemengen, die auf diesen verschiedenen Wegen entstehen, ist unmöglich, da wir die wärmeerzeugenden Reaktionen im einzelnen gar nicht übersehen können, auch selbst wenn das der Fall wäre, sind die dabei umgesetzten Energien nur in den wenigsten Fällen bekannt.

Der Wärmetransport.

Wärme-
transport:

Um die Wärme des Herdes der Lavamasse des Kraters mitzuteilen, bedarf es eines Trägers der Wärme. Diese Rolle können entweder die magmatischen Gase oder die flüssige Lava selbst übernehmen. Es gibt eine ganze Reihe von Möglichkeiten, die nunmehr zu betrachten sind.

Wärmetransport durch ausströmende Lava.

durch aus-
strömende Lava

Nachdem die Esse durch magmatische Gase gebildet, ihr Krater ausgesprengt ist, steigt das Magma auf, erfüllt den Krater und strömt über die Ränder. Durch nachdringendes heisses Magma wird der Lava die Bahn offen gehalten. Die verlorengegangene Wärme wird in diesem Fall durch nachströmendes heisses Magma wieder ergänzt. Beim Kilauea kann auf diese Weise der Lavasee nicht offengehalten werden, da ja hier die Lava für gewöhnlich gar nicht den Krater verlässt. Bei Ausbrüchen, die grosse Lavamassen austreten lassen, mag diese Art des Wärmetransportes die Hauptrolle spielen.

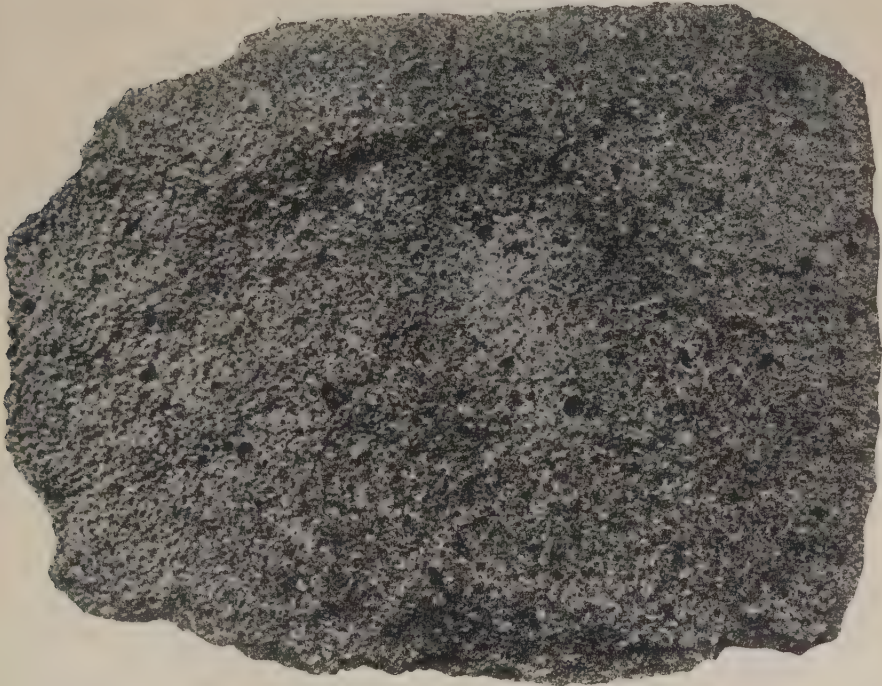
Wärmetransport durch Konvektionsströmung.

durch Kon-
vektions-
strömung

Ein anderer Weg, die verlorengegangene Wärme zu ergänzen und damit den Schlot dauernd offen zu halten, könnte in einer thermischen Konvektionsströmung innerhalb des Vulkanschlotes gesucht werden. Doch kann dieser Vorgang, wie Daly zeigt, kaum die Erstarrung des Lavasees verhindern. Zum Vergleich lässt sich eine Wassersäule, die von

unten erwärmt wird, heranziehen. Die Dichteänderungen des Wassers mit der Temperatur sind aber sehr viel erheblicher als diejenigen des Magmas; hinzu kommt, dass die Zähflüssigkeit der Lava sehr gross ist. Diese würde in Verbindung mit der Reibung an den Wänden der Esse eine strömende Bewegung innerhalb der Lavasäule nur sehr langsam zustandekommen lassen oder praktisch gänzlich verhindern. Zudem ist das Konvektionsgefälle sehr klein, da, wie wir gesehen haben, das Magma

Fig. 97.



Pahoe-hoe-Lava. Nach Daly.

Kleine Hohlräume gleichmässig durch die ganze Lavamasse verteilt.

im Herde Temperaturen von höchstens ein- bis zweihundert Grad über dem Kristallisationsanfangspunkt besitzt.

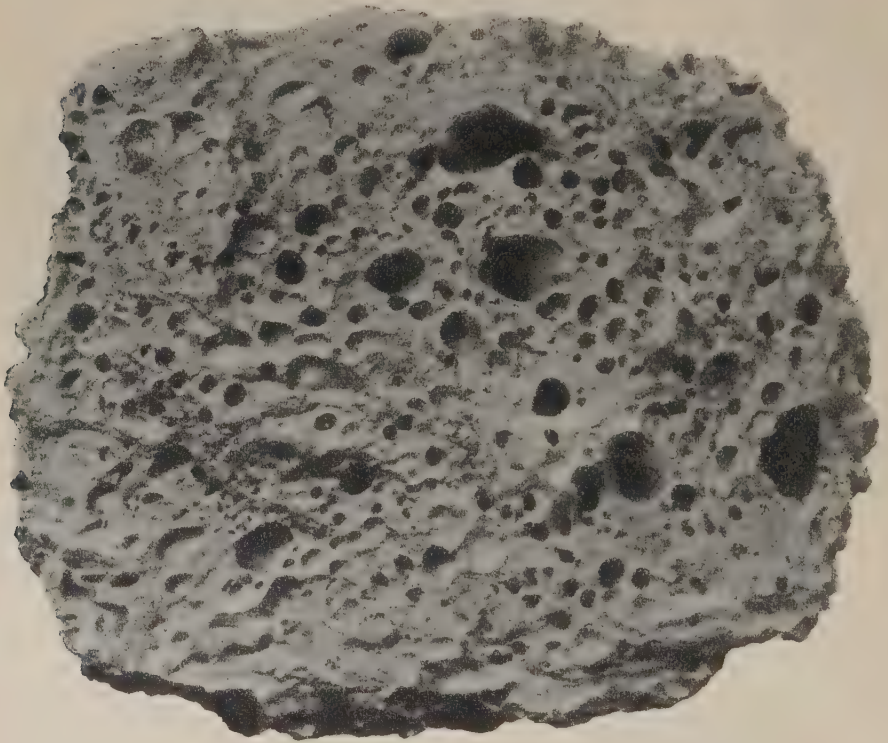
Wärmetransport durch Zweiphasenkonvektionsströmung.

Einen anderen Vorgang, dem Daly die Hauptrolle beim Wärmetransport zuschreibt, bezeichnet er als „Zweiphasenkonvektion“, weil die gleichzeitige Gegenwart der gasförmigen und flüssigen Phase diese Erscheinung bedingt. Die innige Mischung von freiem Gas und Lava bildet eine Art Emulsion von geringerem spezifischen Gewicht. Die Ver-

durch Zwei-
phasen
konvektions-
strömung

ringerung desselben sucht Daly auf folgendem Wege zu berechnen: Die basaltische Lava der Hawaivulkane ist sehr reich an blasenförmigen Hohlräumen. Es lassen sich zwei Lavatypen unterscheiden, die mit Lokalnamen als „Pahoe-hoe-Lava“ und „Aa-Lava“ bezeichnet werden. Die erstere gehört einem tieferen Horizont an. Sie ist weniger zähflüssig gewesen und entspricht etwa dem als Fladenlava bekannten Typus. Die Hohlräume sind gleichmässig durch die ganze Masse der Lava verteilt.

Fig. 98.



Aa-Lava. Nach Daly.

* Grosse Hohlräume ungleichmässig in der Lavamasse verteilt.

Sie sind klein und alle von nahezu gleichgrosser, kugeligter Gestalt. Daly zählte durchschnittlich etwa 200 Blasen mit einem Durchmesser vom 2 mm in 1 cm Gestein.

Die „Aa-Lava“ oder Blocklava der höheren Horizonte besitzt sehr viel grössere Hohlräume, die sich ungleichmässig über das Gestein verteilen. Ihre Gestalt ist nicht immer kugelig. Die Zahl der Blasen in der Volumeneinheit ist auch kleiner und ebenso das Gesamtvolumen der Gase im Gestein, welche die Hohlräume erfüllen. Die

grösseren Blasen der „Aa-Lava“ sind durch Vereinigung kleinerer Blasen entstanden, erstere werden leichter in Freiheit gelangen. Die Entgasung dieses Lavatypus ist eine sehr viel lebhaftere. Zur Berechnung der Dichtigkeitsverringering nimmt nun Daly der Einfachheit halber an, dass das Gas dieser Hohlräume aus Wasserstoff bestehe und bei 1200° und einer Atmosphäre Druck eine Kugel mit dem Radius 1 mm erfüllt habe. Bleibt die Temperatur konstant, so muss mit zunehmendem Druck, also in grösserer Tiefe, Volumen und Radius der kugelförmig gedachten Gasblasen abnehmen und zwar in folgender Weise:

Tiefe in Metern	Druck in Atm.	Vol. in cm^3	Radius der Kugel in cm
730	200	0,000115	0,030
3650	1000	0,000025	0,018
7300	2000	0,000014	0,015

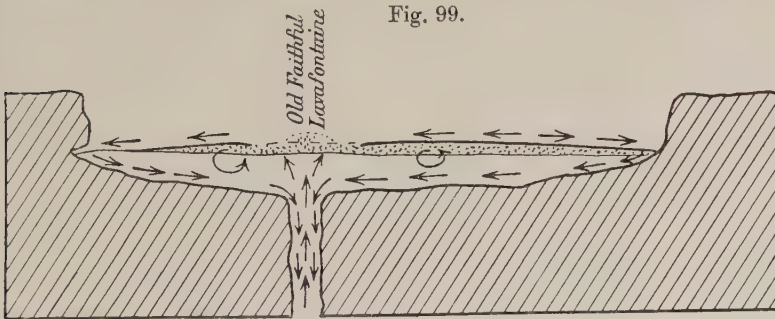
Wird ferner für den gasfreien Basalt bei 1200° und Atmosphärendruck das spezifische Gewicht von 2,75 angenommen, so lässt sich jetzt die Änderung der Dichte berechnen, wenn 200 Blasen mit Wasserstoff hinzukommen. Daly findet:

Tiefe in Metern	Druck in Atm.	Dichte der Lava beladen mit 200 Blasen in d. Volumeneinheit	Dichte der Lava beladen mit 1 Blase in d. Volumeneinheit
730	200	2,688	2,7495
3650	1000	2,736	2,74975
7300	2000	2,742	2,74997

Die mit Gas beladene Lava erhält, wie diese Zahlen lehren, einen nicht unbedeutenden Auftrieb. Es entstehen in der Vulkanesse Strömungen. Wegen der Ausdehnung der Gase nimmt die Schwimmfähigkeit, je mehr der Druck abnimmt, zu.

Fig. 99 zeigt die Strömungsrichtungen innerhalb des Lavasees. Die Kraterländer werden von der Lava unterhöhlt und stürzen in senk-

Fig. 99.



Zweiphasenkonvektionsströmung im Kratersee Halemaumau, Kilauea. Nach Daly.

rechten Cliffs zur Oberfläche des Sees. Die Lava gibt ihr Gas an die Atmosphäre ab, wird dabei abgekühlt und durch die Gasabgabe schwerer. Der Oberflächenstrom kehrt am Boden des Kraters um, die dichtere Lava sinkt in den Schlot zurück. So muss die Magmasäule bis zu grosser Tiefe ständig aufgerührt werden. Die Lavafontäne findet auf diese Weise eine leichte Erklärung.

Wärmetransport durch aufsteigende magmatische Gase.

Eine weitere Transportmöglichkeit der Wärme ist durch das Aufsteigen magmatischer Gase gegeben. Wenn die Trennung der beiden Phasen bereits in grösserer Tiefe einsetzt, so können Gasblasen natürlich als selbständige Körper auch innerhalb der Magmasäule aufsteigen. Die Geschwindigkeit der Bewegung ist eine sehr kleine. Daly versucht auch diese Grösse zu berechnen. Er geht von der Geschwindigkeit, mit der Gasblasen in einer Wassersäule aufsteigen, aus und setzt die Viskosität des Magmas hundertmal so gross als die des Wassers. Er findet, dass eine Gasblase von 1 mm Radius 1000 Jahre gebrauchen würde, um aus einer Tiefe von 10 km zur Oberfläche zu gelangen. Das gleiche gilt von einem Blasenschwarm.

Diese Bewegung ist viel zu langsam, um als wärmevermittelnde Erscheinung in Frage zu kommen. Sie kann höchstens das lange Fortbestehen von Gasemanationen aus dem Zentralschlot verständlich machen.

Die Tiefe, in der die Trennung der gasförmigen Phase eintritt.

Die Dalysche Hypothese nimmt an, dass die Trennung der gasförmigen Phase bereits in grösserer Tiefe erfolgt. In welcher Tiefe diese Erscheinung einsetzt, darüber liegen nur sehr spärliche Beobachtungen vor. Blasige Laven sind in basaltischen Massenergüssen nach Daly in Tiefen von über 300 m unter der Oberfläche angetroffen worden. Im West-Mauischlot fand Daly noch 300 m unter der damaligen Kratermündung Blasen in der basaltischen Ausfüllung.

Eine andere Beobachtung liegt von Ransome (nach einer Angabe von Daly) vor. Im Eldorado Cañon, Nevada, ist der Boden eines 320 m mächtigen Lavastromes noch blasig.

Hibsch und Scheit (14) fanden in der basaltischen Schlotausfüllung des Eulenberges bei Leitmeritz in 190 m Tiefe unter der ursprünglichen Oberfläche mit Zeolithen ausgefüllte Hohlräume.

Es ist nach diesen Funden als gesichert anzunehmen, dass Hohlräume bis über 320 m Tiefe vorkommen. Die untere Grenze ist auf diesem Wege nicht festgestellt. Alle diese Vorkommen standen mit der

durch aufsteigende magmatische Gase.

Die Tiefe, in der die Trennung der gasförmigen Phasen eintritt.

Oberfläche direkt in Verbindung. Bei Intrusivkörpern hat man blasige Eruptivmassen nicht festgestellt.

Die Blasenräume können nur dann erhalten bleiben, wenn sie durch schnelle Erstarrung des Magmas fixiert werden. Bei langsamer Kristallisation, die zur kristallinen Erstarrung des letzten Magmarestes führt, verschwinden die Gasblasen gänzlich. Das mag ihr Fehlen in den Intrusivgesteinen erklärlich machen.

Andererseits kann die miarolithische Struktur vieler Tiefengesteine mit dieser Erscheinung zusammenhängen. Dieselbe entsteht, wenn zwischen den Gesteinselementen eckige Hohlräume verbleiben, in die die Kristallenden frei hineinragen. Rosenbusch erklärt sie durch die Volumenabnahme bei der Kristallisation.

Da sich nun eine Entscheidung über das Tiefenniveau der Gasblasenbildung nicht treffen lässt, müssen alle möglichen Fälle berücksichtigt werden.

1. Fall. Das Magma ist von Anfang mit Gasen gesättigt, also bei den Tiefen seines Ursprungsortes und den daselbst herrschenden Druckverhältnissen. Dann muss die Entgasung in jedem höheren Niveau eintreten, da der Druck dort kleiner geworden ist; die Blasenbildung ist überall möglich.

2. Fall. Die Sättigung des Magmas mit Gas tritt erst ein, wenn nach dem Injektionsvorgang der Druck kleiner geworden ist. Die Entgasung setzt erst über dem Sättigungsniveau ein.

3. Fall. Das Magma hat auch nach der Druckentlastung durch den Injektionsvorgang seinen Sättigungsgrad noch nicht erreicht, dieser tritt erst ein, wenn der Druck auf Atmosphärendruck gesunken ist. Dann würde die Entgasung erst beginnen, sobald der Durchbruch zur Oberfläche erfolgt ist.

Erinnern wir uns der Tatsache, dass der Gasgehalt in der Volumeneinheit des Gesteins innerhalb recht weiter Grenzen schwanken kann, so scheinen mir alle drei Fälle in der Natur wohl möglich zu sein. Die frei werdenden Gase sammeln sich in den obersten Teilen der Magmakammer an, einmal durch die nach aufwärts gerichtete molekulare Diffusionsbewegung, dann durch die infolge der fortschreitenden Kristallisation in der oberen Region der Magmakammer in Freiheit gesetzten Gase. ein Vorgang, der auch bei der Kristallisation der Hochofenschlacken beobachtet wird.

Die Energieentwicklung dieser Gasmassen leitet, wenn dieselben keinen anderen Ausweg nach aussen haben, schliesslich die Zentraleruption ein. Man kann ihre Wirkung treffend mit der Feuerung in einem

Ofen vergleichen, der, angeheizt, erst nach einer bestimmten Zeit seine Höchstleistung entfaltet.

Die Gasmassen sind es also, welche erstmalig die Esse ausbohren, sie offen halten oder, wenn sie sich verstopft hat, von Zeit zu Zeit wieder öffnen.

Erneuerung der vulkanischen Tätigkeit nach einer Ruhepause.

Erneuerung der
vulkanischen
Tätigkeit nach
einer Ruhepause.

So lange die Esse in Tätigkeit ist, wird die Magmasäule bis zu grosser Tiefe, wie wir gesehen haben, aufgeführt. Die Gase wirken wärmezuführend. Mit der Erschöpfung der angesammelten Gasmassen lässt auch die Wärmezufuhr nach. Die Lava im Schlot erstarrt und verstopft den Ausweg. Es dauert nun wieder einige Zeit, während welcher der Vulkan ruhig bleibt, bis sich genügend Gasmassen angesammelt haben und ihre Wärmeerzeugung wieder merkliche Effekte hervorbringt. Bis dieselbe sich zur Eruption steigern kann muss zunächst der verstopfende Pfropfen entfernt werden. Die erstarrte Lavamasse ist, verglichen mit dem aus vulkanischem Lockermaterial aufgebauten Vulkankegel, fest. Daly hält aus diesem Grund auch die gewöhnliche Vorstellung nicht für ganz zutreffend, nach der ein verstopfender Pfropfen nur durch Explosion von unten entfernt wird, da nicht recht einzusehen ist, warum die hochgespannten Gase nicht leichter durch den weniger Widerstand entgegengesetzten Aschenkegel ihre Freiheit gewinnen. Es wird die Beharrlichkeit, mit der ein und derselbe Schlot sich immer wieder auftut, auf diese Weise nicht befriedigend erklärt. Die Entfernung des Lavapfropfens ist nicht allein das mechanische Resultat einer Explosion. Solange derselbe noch die Esse abschliesst ist der Wärmeverlust durch Leitung am Nebengestein sehr klein. Der Ofen, um im oben gebrauchten Bilde zu bleiben, heizt den Pfropfen, erweicht und schmilzt ihn, bis der letzte Rest durch die den Ausbruch einleitende Explosion entfernt wird.

Sicherlich muss man Daly Recht geben mit der Vorstellung, dass die Pfropfenentfernung nicht lediglich durch Explosion vor sich geht. Die Brunsehen Versuche lassen noch einen weiteren Faktor erkennen. Dieselben zeigen, dass die Gläser, wenn sie bis nahe zum Schmelzpunkt erhitzt werden, explodieren, ihre bei der glasigen Erstarrung fixierten Gase unter Volumenvermehrung abgeben.

Auf diese Weise werden durch den Erwärmungsvorgang von unten im Lavapfropfen selbst Explosionsvorgänge ausgelöst, die die Wirkung der aus dem Herd stammenden Gase verstärken.

Von dem Widerstand, den der erweichte und angeschmolzene Lavaklotz den Gasen entgegensetzt, hängt es ab, ob die alte Esse sich wieder auftut oder eine Flankeneruption erfolgt. Die Erfahrung hat gelehrt,

dass Flankenausbrüche die Gipfeleruptionen ablösen, wenn einmal die Vulkane bis zu einer gewissen Grösse emporgewachsen sind. In diesen Fällen ist der Durchbruch durch den Aschenkegel leichter geworden.

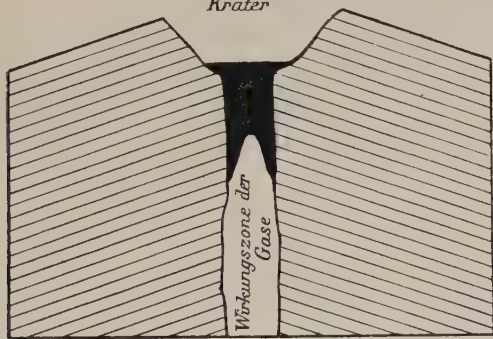
Die Verlegung der Ausbruchspunkte kann aber auch dadurch eintreten, dass das Magma von dem Hauptschlot aus, wenn ihm der Ausweg versperrt ist, seitliche Intrusionen vornimmt, die dann ihrerseits die Rolle sekundärer Herde nahe der Oberfläche zu spielen beginnen.

Mag man auch gegen die hier ausführlicher behandelten Dalyschen Hypothesen den Einwand erheben, dass ihre Grundlagen noch zu wenig gesichert sind, dass die zur Rechnung erforderlichen vereinfachenden Annahmen und Voraussetzungen sich zu weit von den in der Natur vor-

Zusammenfassung.

Fig. 100.

Krater



Wirkung der Gase auf einen Lavapropfen (schwarz).

Nach Daly.

liegenden Verhältnissen entfernen, ferner dass Interpolationen in Druck- und Temperaturgebieten, über die experimentelle Untersuchungen fehlen, unzulässig sind, da sie ganz andere Abhängigkeitsverhältnisse ergeben können, so bleibt ihm doch unstreitig das Verdienst, als Erster den Versuch unternommen zu haben, diese Abhängigkeiten in schärfere, mathematische Form gefasst und ihre Wirkung auch quantitativ gegen einander abgewogen zu haben. Selbst wenn die fortschreitende Erkenntnis so manchen Punkt seiner Theorie ändern sollte, so lässt sich doch bereits jetzt deutlich erkennen, dass der Grundgedanke der Stübel'schen Theorie, die Ursache der Zentraleruption sei in einer Energieerzeugung während des Erkaltungsprozesses zu suchen, richtig war. Freilich ist diese Energieerzeugung anderer Art, als es sich Stübel der Hauptsache nach vorgestellt hat.

Literatur.

1. A. Stübel, Ein Wort über den Sitz vulkanischer Kräfte in der Gegenwart. Mitteilungen aus dem Museum für Völkerkunde in Leipzig. Leipzig 1901. Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Ebenda Leipzig 1903 und in zahlreichen anderen Schriften.
 2. C. E. Dutton, The Hawaiian Volcanoes. 4. Ann. Rept. U.-S. Geol. Surv. 1883. Washington 1884.
 3. F. Becke, Über die vulkanischen Laven. Schriften d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien 24. S. 339—356. Ref. N. J. f. Min. 1907. I. 53.
 4. E. Suess, Antlitz der Erde. III. 2. S. 630.
 5. A. Daubrée, Expériences sur les actions mécaniques exercées sur les roches par des gaz douées de très fortes pressions et de mouvements très rapides. Compt. rend. 61. 1890. S. 468 u. 857; 62. 1891. S. 112 u. 125; 63. 1891. S. 241—246.
 6. W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahreshefte des Ver. f. vaterländ. Naturkunde. Württemberg 1894. 1895.
 7. A. Brun, Recherches sur l'Exhalaison volcanique. Genf 1911.
 8. R. A. Daly, The Nature of Volcanic Action. Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences. Vol. 47. Nr. 3. Juni 1911.
 9. J. D. Dana, Characteristics of Volcanoes. London 1890.
 10. K. Siegl, Über das Emissionsvermögen von Gesteinen, Wasser und Eis. Sitzber. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Kl. 116. Abt. II. A. 1907. S. 1210.
 11. C. E. Dutton, Volcanoes and radioactivity. Journ. of Geol. 14. 1906. S. 259—268.
 12. G. D. Louderback, The relation of radioactivity to volcanism, Journ. of Geol. 14. 1906. S. 747—757.
 13. F. R. Bacon, The Waters of the Crater Lakes of Taal Volcano. The Philippine Journ. of Science A. Vol. II. 1907. S. 115—126. Plates I—VI.
 14. J. E. Hibsich und A. Scheit, Die Drusen-Mineralie des Leuzitbasanits vom Eulenberge bei Leitmeritz. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 30. 1911. S. 459.
-

X. Kapitel.

Die Produkte des Vulkanismus der Oberfläche.

Die von den vulkanischen Vorgängen an die Oberfläche der Erde geförderten Produkte kann man nach ihrer Natur in fünf Gruppen teilen.

1. **Lava.** Laven sind diejenigen Magmamassen, die aus dem Krater der Vulkane, aus den Ausbruchsöffnungen an den Flanken der Berge, aus Spalten und anderen Öffnungen der Erdkruste in ganz oder teilweise flüssigem Zustand zur Oberfläche gelangen und dort sich fließend ausbreiten, bis sie erstarren und als Ergussgesteine zur geologischen Gestaltung gelangen; oder, wie Leopold von Buch definiert: Lava ist alles, was im Vulkan fließt, und durch seine Flüssigkeit neue Lagerstätten annimmt.

Einteilung
der
vulkanischen
Produkte.

2. **Pyroklastische Materialien.** Pyroklastische Materialien sind Teile des Magmas, die im festen oder flüssigen Zustande durch die Explosionsvorgänge mitgerissen, in Form von Bomben, Lapilli, Sanden und Aschen ausgeschleudert werden und in losen nicht zusammenhängenden Massen zur Ablagerung gelangen. Diese Lockerprodukte können entweder aus alten, bereits in den Essen erstarrten Magmen bestehen, oder sie gehören dem neuen, zum Ausbruch gelangenden Magma an.

3. **Tuffe.** Ebenso wie die lockeren Massen sedimentärer Aufbereitung nachträglich zu festen klastischen (epiklastischen) Gesteinen verkittet werden, verfestigen sich auch die vulkanischen Lockerprodukte zu Tuffen und vulkanischen Sedimenten verschiedener Art.

Alle diese vulkanischen Produkte sind authigener (2) Entstehung, d. h. sie leiten sich aus dem Magma der betreffenden Vulkanesse ab.

4. Mit dem Magma gelangen aber auch Bruchstücke der in der Tiefe anstehenden Gesteine, kristalline Schiefer, ältere Eruptivgesteine und Sedimente zum Vorschein. Sie entstammen den Wänden des Magmabassins oder des Vulkanschlotes. Dieses Material ist allothigen (2), d. h. es steht mit dem Vulkan und seinem Magma in keinem genetischen Zusammenhang. Die Beimengung derartig fremden Materials kann die Zusammensetzung der Laven erheblich ändern. Unveränderte Einschlüsse

allothigenen Materials sind wertvolle Urkunden für die geologischen Altersverhältnisse und die Zusammensetzung des unaufgeschlossenen Untergrundes.

5. Die gasförmigen Produkte, die aus dem Krater, den Fumarolen, Solfataren usw. entströmen, bilden die letzte Gruppe. Sie finden in einem besonderen Abschnitt ihre Behandlung.

I. Die Lava.

Lava.

Unter Lava versteht man alle vulkanischen Produkte, die in fließendem Zustand zur Oberfläche gelangen. Für diese Produkte hat Schneider¹⁾ den Begriff „rheumatische Massen“ oder „Rheumatika“ — nach dem griechischen Wort „*ῥεῖμα*“, d. h. das in Menge oder Fülle Daherströmende, auch Unstete oder Veränderliche — eingeführt.

Die Stromgeschwindigkeit und die Oberflächenformen der erstarrten Laven hängen in erster Linie von ihrer Viskosität ab. Die Flussgeschwindigkeit wird in zweiter Linie noch vom Gefälle des Untergrundes und dem Volumen der zufließenden Masse bestimmt. Diese drei Faktoren bedingen auch die Länge des Stromes. Es wird sich demnach die Lava nach dem Grade der Flüssigkeit sehr verschieden verhalten.

1. Zähflüssige Laven.

Ströme (spanisch: volcan).

Zähflüssige
Laven.

Ströme.

Zähflüssige Laven bilden nur kurze Ströme und erstarren gewöhnlich in gedrungenen, kuppigen Formen. Deckenförmige Ergüsse sind daher im allgemeinen selten. Der Strom zeichnet sich durch steile Flanken und schroffe Stirn aus. Der innere Zusammenhang ist so gross, dass er selbst auf Böschungen von 20—30°, ja 40°, nicht verloren geht. Die Mächtigkeit der Ströme ist ziemlich konstant und vom Gefälle des Untergrundes nur wenig abhängig. Sehr gering ist ihre Neigung zur Gabelung oder Teilung. Die kurzen, dicken Trachytströme stellen diesen Typus dar.

Im extremsten Fall gelangen sogar fast verfestigte Massen zur Extrusion. So entwickelte sich aus dem Dom des Mont Pelé im Jahre

¹⁾ Über die Zweckmässigkeit einer derartigen Kunstsprache kann man verschiedener Ansicht sein. Der Schneidersche Begriff Rheumatika enthält nicht mehr als das alt eingebürgerte Wort Lava bereits sagt. Er hat nur den Vorteil, dass durch Kombination der Kunstausdrücke die Möglichkeit gegeben ist, Übergangsprodukte zu bezeichnen. Andererseits sollte die wissenschaftliche Nomenklatur nicht mit überflüssigen Namen beschwert werden.

1902 die viel beschriebene Felsnadel. Der Mechanismus der Dome und Nadeln wird später im Kapitel der Zentraleruptionen S. 492 eine ausführliche Behandlung finden.

Die Oberflächenformen eines solchen Stromes sind ruhige, wie die des erstarrten Wachses mit konzentrischen Falten, wenn das Ausströmen langsam erfolgt ist, nur bei Obsidianen erscheinen stark zerklüftete, breccienhafte Oberflächen. Die Unterseite des Stromes reisst gern Trümmer der Unterlage mit sich und arbeitet diese in den Strom hinein (überrollte Ströme, Reyer). Zähflüssige Laven in Stromform sind in der Gegenwart ausserordentlich selten ergossen worden. Als Beispiel kann der rhyolithische Obsidianstrom mit 73,63% SiO_2 auf Vulcano, Liparische Inseln, vom Jahre 1771 genannt werden, der eine Länge von 400 m erreichte. Die Stromgeschwindigkeit ist eine ausserordentlich kleine.

Zerfallen der Lava zu einem glühenden Detritusbrei.

Künstliche, stark mit Gasen imprägnierte Schmelzflüsse zerfallen nicht selten zu einer Masse von Erstarrungsgrus. Eine ähnliche Erscheinung hat man auch in wenigen Fällen an Vulkanen zu beobachten geglaubt. Nach Angaben von Hamilton, Monticelli ist diese Erscheinung am Vesuv festgestellt worden.

Zerfallen der
Lava zu einem
glühenden
Detritusbrei.

„Lava, zäh wie ein Glasfluss, brach hervor und floss dann plötzlich stäubend, wie wenn das Mehl unter dem Mühlstein hervorläuft, herab, Bäume ankohlend“ (Reyer [4]). v. Fritsch und Reiss (5) erwähnen ähnliche Fälle.

Die Formen, in denen sehr zähflüssige Laven auf der Oberfläche der Erde zur geologischen Gestaltung gelangen, sind Staukuppen und Ströme.

Staukuppen, Schollenkratere (Bergeat [6]).

Quellkuppen (Reyer [4]).

Der höchste Grad der Zähflüssigkeit eines Magmas verhindert jede fliessende Bewegung. Die Lava wird über der Ausbruchsoffnung kuppenförmig aufgestaut. Die Ausbreitung der Lava in Stromform wird durch die umhüllende grossblockige Erstarrungskruste ganz verhindert. Explosionen begleiten meist die Bildung der Staukuppen, so dass die aufblähende Kraft nur in der Expansion der Gase, wie Bergeat zu zeigen sucht, bestehen kann, also dieselbe Kraft ist, die auch Lava in Stromform austreten lässt.

Staukuppen.

Alte Staukegel besitzen gewöhnlich nicht mehr die ursprüngliche

Erstarrungskruste und können leicht mit Erosionsresten von Intrusivkörpern, die aus ihrer Sedimentbedeckung herausgeschält sind, verwechselt werden. Bergeat unterscheidet die andesitischen Staukuppen von den liparitischen.

Andesitische Staukuppen.

Andesitische
Staukuppen.

Die Staumassen sind, wie sich an älteren aufgeschlossenen Gebilden feststellen lässt, inwendig kompakt, wie aus einem Gusse erstarrt,

Fig. 101.



Schollendom am Kilauea. Nach Friedländer und Mercalli.

plattig und säulenförmig abgesondert. Von rezenten Gebilden dieser Art kennt man freilich die Beschaffenheit des Inneren nicht. Das bekannteste Beispiel ist die Staumasse des Georgios auf Santorin. Hier wurde die Erstarrungskruste von dem nachdringenden Magma fortgeschoben, gehoben und zertrümmert. Andesitische Staumassen sind verbreiteter als es zuerst den Anschein hatte. Es gehören hierher die Staumassen von Martinique, Pantelleria, den Liparen, Nevada de Toluca, Mexiko, Vulkan Tarumai auf Hokkaido im Jahre 1909 (7) vgl. Fig. 160, 161 S. 488. Auch die Lavakuppe am Vesuv 1895—99 gehört nach Matteucci hierher. Mercalli (7) gibt ihr allerdings eine andere Deutung.

Liparitische Staukuppen. Schollenkratere.

Schollenkratere.

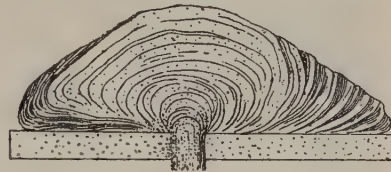
Dieselben bestehen nach Bergeat aus einer Anhäufung ineinander gekneteter, abgerissener Lavaschollen und -blöcke, die zusammen mit kleineren Trümmern in halbflüssigem, zähem Zustand ineinander gepresst und miteinander verschweisst sind. Auf ihrem Gipfel ist gelegentlich eine muldenförmige Kratereinsenkung zu erkennen. Auf den Liparischen Inseln kommen derartige Gebilde häufiger vor. Auch die Pantelleritkuppen auf Pantellaria gehören hierher.

Reyer stellte sich die Aufkuppung eines zähen Magmas auf Grund eines Veruches, bei welchem er eine lagenweise verschieden gefärbte, breiige Masse durch ein Loch presste, in folgender Weise vor: Die später aufdringenden Schlieren schliessen sich der inneren Kuppe harmonisch an.

Die äussersten Schlieren sinken schliesslich über die Flanken nieder (vgl. Fig. 102). Auf diese Weise entsteht die Quellkuppe.

Fig. 102.

Quellkuppen.



Quellkuppe. Nach Reyer.

2. Leichtflüssige Laven.

Leichtflüssige Laven.

Ströme.

Ströme.

Die leichtflüssigen Laven sind basischer Natur, in der Gegenwart gewöhnlich basaltischer Zusammensetzung. Sie besitzen eine grosse Beweglichkeit und passen sich sehr viel vollkommener dem Gelände an (Fig. 103).

Ist die Böschung steil, so wird der Strom dünn und schmal. Bei geringerem Gefälle breitet er sich wieder aus und bildet in der Ebene mächtige, breite Decken. Die Verringerung der Mächtigkeit an Stellen steileren Gefälles ist recht beträchtlich. Durch spätere Erosion kann hier der Zusammenhang zwischen Stromanfang und -ende leicht unterbrochen werden. In solchen Fällen hat man scheinbar zwei Ströme vor sich, deren Zusammengehörigkeit sich nicht immer erweisen lässt.

Sehr viel gewaltigere Lavamassen liefern die Spaltenergüsse. Die Stromform geht allmählich verloren und macht den richtungslosen Lavameeren, die weite Gebiete bedecken, Platz, wie sie in Island noch in historischer Zeit zur Entwicklung gekommen sind. Die grösste Lavaflut Islands, die Odadahraun, bedeckt einen Flächenraum von 3684 qkm.

Fig. 103.



Lavakaskade am Mauna Loa. Nach Dana.

Strom-
geschwindigkeit
der Lava.

Die Stromgeschwindigkeit der Lava.

Die Geschwindigkeit, mit der die Lava sich fortbewegt, ist in weiten Grenzen verschieden, da sie von mehreren Faktoren abhängt.

Selbst bei demselben Vulkan und demselben Magma kann sie in weiten Grenzen schwanken, da Viskosität und Magmazufluss verschieden gross sein können. Die nachfolgenden Angaben sind auf die gleiche Einheit, nämlich auf die Zahl der Kilometer, die in einer Stunde zurückgelegt wird, zurückgeführt. Zur Schätzung der Fortbewegungsgeschwindigkeit eines Lavastromes ist es zweckmässig, Geschwindigkeiten des täglichen Lebens vergleichend heranzuziehen. Fussgängergeschwindigkeit beträgt 5 km (1 km in 12 Minuten), ein von Pferden gezogener Wagen legt 12 km zurück, ein Personenzug 30 km.

Die durchschnittliche Geschwindigkeit der Lavaströme des Vesuv und Ätna beträgt nach Reyer (5) in den ersten Kilometern von der Ausbruchsstelle 3,6–7,2 km. Sie ist in der Nähe der Ausbruchsstelle am grössten und nimmt mit zunehmender Entfernung sehr schnell ab. So beobachtete Silvestri bei einem Ätnastrom des Jahres 1865 an der Bocca 0,6 km und 5 km weiter abwärts nur noch 0,18 km. Die Bewegung wird immer langsamer und beträgt am Ende nur wenige Zentimeter, bis der Strom zum Stehen kommt. In den allermeisten Fällen

vermag daher der Bewohner der Umgegend eines Vulkans seine Habe vor dem heranrückenden Lavastrom zu retten.

Die Lavaströme des Vesuv bewegten sich mit sehr verschiedener durchschnittlicher Geschwindigkeit fort. 1631 durchlief ein Flankenstrom die 8 km betragende Entfernung bis zum Meere in einer Stunde. 3000 Menschen kamen nach Hamilton dabei um. Diese Geschwindigkeit von 8 km ist ausnahmsweise gross. Der Strom vom 4. April 1906 eilte nach Mercalli (7) in der ersten Viertelstunde den Hang von Bosco Cognoli mit 1 km Geschwindigkeit herab. Andere Ströme waren noch sehr viel langsamer. 1872 z. B. 0,433 km, am 5. Juli 1895 nur 0,137 km. Diese letzten Zahlen geben etwa die gewöhnlichen Durchschnittsgeschwindigkeiten an, die auch an anderen Stellen ermittelt wurden.

Nach L. Maillard (9) kam der Lavastrom vom Piton de la Tournaise auf Réunion im November 1859 mit der mittleren Geschwindigkeit von 0,4 km zum Meere.

Sehr viel höhere Werte konnte man bei der ausserordentlich heissen und dünnflüssigen Lava des Mauna Loa 1850 beobachten (10). Die Lava floss mit der Anfangsgeschwindigkeit eines Personenzuges und hatte bereits 15 km zurückgelegt, ohne dass die Erstarrung merkliche Fortschritte gemacht hätte. Selbst auf eine Länge des Stromes von 53 km blieb die Durchschnittsgeschwindigkeit immer noch 0,276 km.

Bei dem Matavanu-Ausbruch auf Sawaii beobachtete Dr. Linke nach dem Bericht von Sapper (11) 100 m vom Fusse des Kraters zwei Lavabäche, die sich zu einem 20 m breiten Fluss vereinigten und mit einer Geschwindigkeit von einigen Metern in der Sekunde, gleich ca. 4 km die Stunde, dahinströmten und in der Sekunde sicherlich mehr als 100 cbm Lava förderten.

Dimensionen der Lavaströme.

Gleichfalls in weiten Grenzen schwankend sind die Dimensionen der Lavaströme. Die Länge kann von wenigen Metern bis zu vielen Kilometern variieren. Dimensionen
der Lavaströme.

Der Ausbruch des Skaptar auf Island 1783 lieferte Ströme von 60 und 80 km Länge. Riesenströme von 40 bis 50 km Länge sind am Mauna Loa keine Seltenheit, so z. B. aus den Jahren 1855, 1859 und 1881. Der japanische Vulkan Asama-yama ergoss im Jahre 1783 einen Strom von 63 km Länge. Die Breite schwankt nicht weniger in weiten Grenzen, sie erreicht 1 km und mehr. Die Mächtigkeit kann in der Ebene bis auf 10 m steigen. Täler und Rinnen werden nicht selten bis zu einer Höhe von 20 bis 50 m ausgefüllt.

Die meisten Lavaströme haben nach Reyers (5) Berechnung einen Rauminhalt von einigen Hundertsteln Kubikkilometer, grosse Ströme besitzen einen solchen von einigen Zehnteln Kubikkilometern, der bei riesigen Strömen 1 cbkm und mehr erreichen kann. A. Penck (12) hat die

Fig. 104.



Lavaström des Asama-Jama, Japan. Nach Berghaus.

Inhalte einiger Lavaströme zusammengestellt und daraus mittlere Werte berechnet:

Vesuv:	1737	0,012 cbkm	Bourbon:	1787	0,076 cbkm
"	1794	0,009 "	Hekla:	1845	0,432 "
"	1855	0,0031 "	Myvatn:	1875	0,300 "
	Mittel	0,017 cbkm	Island	Mittel	0,366 cbkm
Atna:	1669	0,980 cbkm	Hawai:	1840	0,63 cbkm
"	1852	0,420 "	"	1852	0,51 "
"	1865	0,092 "	"	1855	4,86 "
"	1869	0,008 "	"	1859	2,73 "
"	1874	0,001 "	"	1868	1,67 "
"	1879	0,057 "	"	1881/82	2,01 "
	Mittel	0,243 cbkm		Mittel	2,07 cbkm

Im Mittel liefert ein Lavaerguss 0,552 cbkm. Rechnet man mit Kluge 550 Ausbrüche in dem Zeitabschnitt von 1800 bis 1860, so bestimmt sich die jährlich auf der Erde geförderte Lavamasse auf 5 cbkm im Mittel. Die Masse der Lockerprodukte ist sehr viel grösser, haben doch die Ausbrüche des Tamboro 1815 allein 150 cbkm, die der Consequina 1835 50 cbkm, des Krakatau 18 cbkm, im ganzen 218 cbkm gefördert.

Der Mechanismus der Fließbewegung.

Lava von extremer Beweglichkeit bewegt sich wie eine vollkommene Flüssigkeit. Bei höheren Graden der Viskosität ist die Bewegung eher vergleichbar mit der Gletscherbewegung. Sie ist am stärksten in der Mitte des Stromes, nach den Rändern zu nimmt sie ab. Die Erstarrung tritt ein, da Wärme durch Ausstrahlung und Fortleitung am Boden abgegeben wird. Die Lava bedeckt sich mit einer festen Kruste. Die starre Gestalt kann aber wegen der fließenden Bewegung nicht beibehalten werden, sie unterliegt daher fortwährenden Veränderungen.

Die Oberfläche eines erstarrten Lavastromes hat ein verschiedenes Aussehen, je nachdem die Gasdurchtränkung der Lava grösser oder kleiner ist.

Zwei Haupttypen der Lavaströme.

1. Blocklava, Schollenlava, Zacken- oder Spratzlava, Aalava (auf Hawaii), Apalhraun (auf Island), Graton-Lava (auf Réunion), Fig. 105.

Die Oberfläche ist rau zerklüftet, aufgelöst in ein Haufwerk von Schollen und Blöcken, scharfkantigen und gezackten Scherben.

Derartige Ströme geben mit ihrer ausserordentlich rauhen, zerklüfteten Oberfläche ein schwer passierbares Malpais ab, das in mancher Beziehung an einen mit Treibeis bedeckten Strom erinnert, bei welchem

Fig. 105



Blocklava am Vesuv. Nach Photographie von Sommer, Neapel.

sich die Eisschollen teils überschoben, teils senkrecht gestellt haben und zu einem wilden Chaos von Blöcken und Schollen zusammengepresst sind.

Die Aalava zeigt weniger zahlreiche aber grosse Blasenräume. Da die Luft infolge der Zerrissenheit des Gesteins überall leicht Zutritt hat, ist die Lava stark oxydiert und neigt zu rostbrauner Färbung.

Die Bedingung für die Entstehung der Schollenlava sind niedere Temperatur der Lava und grosser Gasreichtum, der bei der Bildung des Schollenpanzers abgegeben wird. Die noch flüssige Lava fliesst unter diesem Schlackenpanzer wie in einem Schlauch. Gegen Ende des Stromes ist die Art der Fortbewegung eine rotatorische. Mit polterndem, klirrendem Geräusch stürzen die Schollen vor der Stirnseite des Stromes nieder und häufen sich dort zu Haufwerken an; sie werden von dem langsam vorrückenden Strom überwältigt und geraten in den Untergrund.

Fladenlava. 2. Fladenlava, Wulstenlava, Taulava, Pahoe-hoelava (auf Hawai), Helluhraunlava (auf Island) Fig. 106.

Dieser Typus ist reich an kleinen Blasenräumen (vgl. S. 356), auch spezifisch etwas leichter.

Fig. 106.



Fladenlava am Vesuv. Nach Photographie von Sommer, Neapel.

Diese Lava bewegt sich langsam wie eine zähe, plastische Masse ohne intensive Gasabgabe, welche die erstarrte Oberfläche aufreist. Dieselbe ist von einer zähen, glasglänzenden Haut bedeckt, die sich bei der Bewegung runzelt, zu Falten, strick- oder tauförmig gedrehten

Fladen zusammenschiebt. Der Ton, den die Bewegung der Fladenlava hervorruft, ist kein zusammenklingendes Rauschen wie bei der Schollenlava. Zwischen beiden Lavatypen besteht ein Altersunterschied. Die kühlere, gasreiche Schollenlava pflegt allgemein die jüngere zu sein. Es ist die Lava, die in der Gegenwart sehr viel häufiger zum Erguss kommt. Auf Hawai ist die Aalava jünger als die Pahoe-hoelava (13). Das gleiche gilt für die Apalhraun- und Helluhraunlava Islands. Diese Beziehung lässt sich nach Schneider (3) auch in anderen Gegenden der Erde erkennen; so z. B. auf Réunion, den afrikanischen Vulkanen usw. Diese Regel hat aber manche Ausnahmen. Die Fladenlava kommt in der Gegenwart auch vor und wechselt mit dem anderen Typus.

Beim Vesuv werden beide Lavatypen gefördert (14); hier ist aber die Schollenlava ungleich häufiger. So haben nach Heim Fladenlaven die Eruptionen Dezember 1817, Januar 1821, Mai 1855, 1858, April 1872 geliefert. Meist gehören sie der anderen Art an.

Kleinformen des Vulkanismus (15—18).

Lavakanäle. Schlackensäcke (15).

Ist die Lava sehr dünnflüssig, so fliesst sie unter der Krustendecke, die ein ausserordentlich schlechter Wärmeleiter ist, ab. Tunnelartige Kanäle bilden sich auf diese Weise (s. Fig. 107). Ihre Wände sind mit zahlreichen Lavastalaktiten ausgekleidet. Sie können sich über kilometerlange Entfernungen erstrecken. Findet ein erneuter Ausfluss von Lava statt, so benutzt die neue Lava nicht selten derartige tunnelartige Lavakanäle und tritt in einer Pseudobocca zutage.

Lavakanäle,
Schlackensäcke.

Besonders die Pahoe-hoelava des Mauna Loa bildet gern Lavakanäle und Höhlen von grosser Ausdehnung. Doch auch anderswo, z. B. auf Island, Réunion, der Insel Amsterdam, den Azoren trifft man ähnliche Gebilde.

Die Oberfläche eines Lavastromes ist im Querschnitt konvex. Stürzt der Lavatunnel ein, so kann man gelegentlich ein konkaves Profil beobachten (vgl. Fig. 108).

Grössere Ströme auf geeigneter Unterlage entwickeln mehrere Strömungsröhren, die breit und hoch sind und lange aushalten, wenn die Viskosität grösser ist, wie Reck an den Lavafeldern des Hekla auf Island beobachten konnte.

Strömungs-
röhren.

Bei grosser Dünnflüssigkeit sind die Strömungsröhren niedrig und flach, sie wechseln schnell und verzweigen sich. Der Kalótta Dyngja auf Island ist nach Reck ein Beispiel.

Fig. 107.



Lavakanal am Namleigiva, Kiwu See, Deutsch-Ostafrika.

Aufnahme des Herrn Hauptmann Dr. Weiss. Mit Erlaubnis des Autors nach einem Diapositiv der Penckserie, Verlag Dr. Franz Stödtner, Berlin, abgebildet.

Strömungs-
bögen.

Die grossen Ströme gehen allmählich in die Lavameere über, die noch eine deutlich ausgeprägte Flussrichtung besitzen, indem die Unterlage noch einen bestimmten Neigungssinn aufweist.

Fig. 108.



Durchschnitte durch Lavaströme mit erhaltener und eingebrochener Decke. Nach Jul. Schmidt.

Nach Reck fehlen die Strömungsröhren in diesen Lavameeren ganz. Dagegen staut sich die Lava auf der Oberfläche zu grossen Strömungsbögen, die quer zur Strömungsrichtung verlaufen und in dieser Richtung

stark konvex gekrümmt sind. Bogen folgt auf Bogen in breiten Reihen. Diese wellenförmigen Oberflächenformen erleiden vielfach Störungen, da die Bewegungen einer solchen glühenden Lavamasse nicht einheitlich sind. Die Lavafluten der Lakieruption seien als Beispiel genannt.

Ist die Unterlage horizontal, so lässt sich ein bestimmter, einheitlicher Bewegungssinn des Lavameeres nicht mehr erkennen. Die Lavameere sind richtungslos wie die Odadahraun in Zentralisland. In den verschiedenen Teilen des Lavafeldes verlaufen die Fliessrichtungen verschieden. Sie können als Schlackensäcke oder Strömungsbögen zur Entwicklung gelangen.

Richtungslose
Lavameere.

Lavaschrammen.

Auf isländischen Lavafeldern beobachtete Reck (18) gradlinige, langgestreckte Schrammen, mitunter in grösserer Zahl und paralleler Richtung. Ihre Länge wechselt zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Metern. Diese Lavaschrammen sind nach der Eruption unmittelbar vor dem völligen Erstarren des Schmelzflusses durch Übereinanderbewegung von Lavaschollen bzw. gegenseitiges Abgleiten derselben entstanden. Sie geben also die Fliessrichtung der Lava an und gewinnen dadurch eine besondere Bedeutung.

Lava-
schrammen.

Lavaschornsteine, Lavatürme, Hornitos, Spratzkegel, Tröpfchenkegel, „driblet cones“ (Dana), „blowing cones“, Lavaorgeln (15—18).

Die Lava behält selbst nach der Extrusion noch eine gewisse Eruptionsfähigkeit. Es können die entweichenden Gase auf der Oberfläche des Stromes kleine Schlacken- oder Aschenkegel aufwerfen, die Miniaturvulkanen mit Krateröffnung gleichen. Denselben Vorgang des Spratzens zeigen andere künstliche, gasreiche Schmelzflüsse wie Schwefel oder Bleiglätte. Palmieri nannte diese Erscheinung „Eruptivfumarolen“, weil sie Lavateile auswerfen und zu einem Kegel auftürmen, im Gegensatz zu den gewöhnlichen Lavafumarolen, die nur Gase, wenn auch mitunter sehr heftig, ausströmen lassen.

Lava-
schornsteine etc.

Das bekannteste Beispiel sind seit der Beschreibung A. von Humboldts die Hornitos des Jorullo in Mexiko.

Bei extrem dünnflüssigen Laven kommen 10—12 m, höchstens 43 m hohe, orgelartige Hohlsäulen gelegentlich vor. Es sind ausserordentlich steile, oft senkrecht aufsteigende, säulen- oder hornartige Gebilde mit schlierenartig gewundenen Rippen. Diese Lavaorgeln sind bisher nur auf Island sicher festgestellt. Freiwerdende Gase haben nach Sapper offenbar die eigenartigen Gebilde in einem Guss erzeugt.

Fig. 109.



Hornito auf den Lavafeldern bei Cap Reykjanes. Nach von Knebel-Reck.

Etwas Ähnliches sind die Tröpfchenkegel (dribblet cones), Fig. 112, die von Dana als erstarrte Lavafontainen aufgefasst werden; sie sind durch sukzessives Auffallen von Lavatropfen entstanden. Pilzähnliche

Fig. 110.



Schlackenschornsteine eines Lavastromes. Nach Abich.

Hornitos hat Sapper aus Island beschrieben; sie wurden von Reck als Lavapfropfen, Fig. 113, Stauungsprodukte der Lava, aufgefasst, die dadurch hervorgerufen werden, dass Lava auf unterirdischem Wege unter einer mindestens 30—40 cm festen Decke vordrang und sich an einer bereits vorhandenen Kratergruppe staute. Sie zerbrach die Decke und quetschte das zähflüssige Magma finger- oder pfropfenartig in die Höhe. Die turmartigen Lavagebilde tragen noch ein Kämpchen der alten Decke. Gase haben demnach bei ihrer Entstehung keine Rolle gespielt.

Die Kleinformen des Vulkanismus

sind ausserordentlich mannigfaltig und ihre Genesis mag in vielen Fällen noch nicht genügend aufgeklärt sein.

Fig. 111.



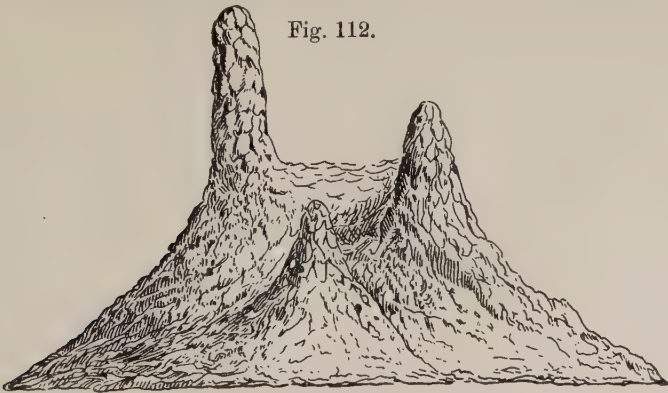
Blowing Cones am Kilauea. Nach Ellis und Dutton.

Staukuppen auf Lavaströmen.

Es kommt gelegentlich vor, dass durch den Zufluss neuer Lava die Oberfläche des älteren Stromes buckelförmig aufgetrieben wird. Mercalli (7) gab den kuppelförmigen Auftreibungen auf dem Strome des Vesuv 1895—1899 diese Deutung.

Lava-
staukuppen.

Fig. 112.



Tröpfchenkegel (Dribble cones). Nach Dana.

Kuppen von einigen Metern Durchmesser sind von Friedländer im primären Kilaueakrater festgestellt worden.

Die Abkühlung der Lavaströme.

Abkühlung der
Lavaströme.

Da die einmal verfestigte Kruste ein ausserordentlich schlechter Wärmeleiter ist, kann sich die Lava im Innern des Stromes noch sehr lange heiss oder gar schmelzflüssig erhalten. Einige Angaben von Mercalli mögen diese Tatsache illustrieren.

Fig. 113.



Lavapropfen bei Laki, Island. Nach von Knebel-Reck.

Der 53 km lange Strom des Mauna Loa vom Jahre 1859 war am Meere noch ganz dünnflüssig, trotzdem er die grosse Strecke zurückgelegt und neue Wärmemengen nicht aufgenommen hatte.

Der mächtige Vesuvstrom des Jahres 1885 war nach Scacchi 6 Monate nach dem Ausfluss noch an vielen Punkten glühend. Selbst mehrere Jahre nach dem Erguss ist die Wärme noch so gross, dass ein in eine metertiefe Spalte gestossener Stock sich entzündet. Mächtigere Lavaströme brauchen vielleicht Jahrzehnte oder Jahrhunderte bis sie völlig erkalten.

II. Die vulkanischen Lockerprodukte.

Die vulkanischen Lockerprodukte oder das pyroklastische Material sind die von den Explosionsvorgängen mitgerissenen Teile des Magmas, Für diese Stoffe schlägt Schneider den Namen Klasmatika oder klasmatische Produkte, von *τὸ κλάσμα* das Zerbrochene oder Zersplitterte, vor.

Bedeutung der
vulkanischen
Lockerprodukte.

Die klasmatischen Produkte spielen im Bau der Vulkane eine sehr wichtige Rolle. Die Förderung der Lockerprodukte überwiegt sogar unter den vulkanischen Erscheinungen der Gegenwart, die der Lava bei weitem. Es gibt Vulkane, die überhaupt nur klasmatische Produkte geliefert haben.

Bei folgenden namhaften Ausbrüchen wurde die Menge der Lockerprodukte geschätzt:

Tamboro, Sumbava	1815	308,95	cbkm	(910,12 Kubikfuss), Jung- huhn, (21) II, S. 827 (zu hoch geschätzt).
Tamboro, Sumbava	1815	150	„	Verbeek (20).
Conseguina . . .	1835	50	„	Réclus und Radaun zit. bei Mercalli (8) S. 143.
Krakatau	1883	18	„	Verbeek (20) S. 140.
St. Maria, Guatemala	1902	5,45	„	Sapper (23).
Tarawera, Neuseeland	1886	1,5	„	Thomas (19).
Bandaisan	1888	1,213	„	Sekiya und Kikuchi, Ru- dolph (22), (Naumann hält die Zahl zu hoch).
Papandajan	1772	1,007	„	(29343 Mill. Kubikfuss) Junghuhn (21) II, S. 103.
Guntur	1843	0,09076	„	(2644 Mill. Kubikfuss) (Junghuhn (21) II, S. 81.
Gelungung	1822	0,05575	„	(über 1624 Mill. Kubikfuss) Junghuhn (22) II, S. 129.
Azumasan, Japan .	1893	0,0005	„	(500000 cbm) Rudolph (22).

Das sind gewaltige Mengen vulkanischen Materials, die bei einer einzelnen Eruption an die Oberfläche gebracht werden und die Menge der Laven um das Zehn- und Hundertfache übersteigen. Diese Zahlen beweisen, dass das von einer Zentraleruption geförderte Material vorwiegend aus Lockerprodukten besteht.

Nach der Herkunft der klasmatischen Produkte kann man dieselben in zwei Kategorien teilen, in authigene und allothigene Produkte (2).

Ihre Herkunft.

Die authigenen Produkte stehen genetisch in innigem Zusammenhang mit dem zum Ausbruch gelangenden Magma. Sie können entweder juvenil sein, d. h. sie erscheinen zum erstenmal an der Oberfläche

und gehören dem neuen Magma, das den Ausbruch macht, selbst an. Sie sind also noch nicht zur geologischen Gestaltung gelangt.

Oder aber diese Produkte sind resurgent, d. h. bereits einmal zur geologischen Gestaltung gelangt und rühren von früheren Eruptionen des betreffenden Vulkans her. Es sind Teile des vulkanischen Baues oder Reste von Laven, die in der Esse erstarrten und dieselbe verstopften, oder Lockerprodukte, die, nachdem sie einmal ausgeschleudert worden sind, wieder in den Krater zurückfielen und dann ein zweites Mal gefördert werden. Derartiges Material ist stets vulkanischer Natur. Das Merkmal der pulverisierten und zerstäubten älteren Lava ist nach Mercalli die grössere Heterogenität in der Zusammensetzung. Die Bruchstücke sind unregelmässiger, eckiger. Alle Bestandteile der fertigen Lava beteiligen sich gleichmässig an der Zusammensetzung.

Gelegentlich beweisen Verwitterungserscheinungen einzelner Komponenten das höhere Alter. So enthielten die vom Vulkan Unna-Unna bei Celebes geförderten Aschen nach Wichmann (24) Biotite, die weitgehend chloritisiert waren, also die Spuren der Unfrische an sich trugen.

Die allothigenen Auswürflinge stehen dagegen in keinem genetischen Zusammenhang mit dem vulkanischen Phänomen. Sie sind losgerissene Bruchstücke eines anders gearteten Untergrundes. Sie brauchen daher nicht notwendig vulkanischer Natur zu sein. Sedimente und kristalline Schiefer sind ebensogut in dieser Kategorie vertreten.

Fremde Auswürflinge gelangen entweder in unveränderter Beschaffenheit zur Oberfläche oder sie sind durch das Magma mehr oder weniger ungeschmolzen und unkristallisiert. Das allothigene Material wird besonders reichlich unter den Produkten der ersten Eruptionen eines neuentstehenden Vulkans vertreten sein. Es herrscht besonders unter den Auswürflingen der Maare. Auch die älteren Sommatuffe am Vesuv sind reich daran.

Eine weitere Gruppierung der Lockerprodukte lässt sich nach dem physikalischen Zustand, in dem sie zutage gefördert werden, durchführen. Letzterer bestimmt die Gestalt der Auswürflinge.

1. Der Zustand, in dem sich die Auswürflinge befinden, ist der feste. Die Temperatur ist nicht so weit gestiegen, dass der Schmelzpunkt erreicht wurde. Eine Veränderung der Gestalt während der Eruption kann nicht mehr eintreten. Die Formen sind daher ursprüngliche, nämlich diejenigen, welche das Stück im Moment der Loslösung erhalten oder besessen hat. Diese Auswürflinge brauchen nicht notwendig in leuchtend glühendem Zustand ausgeworfen werden, wenn sie auch gewöhnlich heiss sind.

2. Der Zustand ist gleichfalls fest. Die Temperatur ist jedoch soweit gestiegen, dass stellenweise Schmelzung oder Erweichung eingetreten ist. Eine weitgehende Formenveränderung während der Eruption hat sich nicht vollzogen, nur oberflächlich hat sich eine Schmelzkruste gebildet. Eine Teilung durch explodierende Gase und eine Zerberstung kann gelegentlich stattfinden.

3. Der Zustand ist infolge der höheren Temperatur plastisch — weich. Die Formen werden durch die Bewegung in der Luft und durch das Aufschlagen auf den Boden stark beeinflusst.

4. Die ausgeworfenen Massen befinden sich in geschmolzenem Zustand. Durch Abkühlung in der Luft und Erstarrung ausserhalb des Vulkans wird die Form erst erworben.

In ihrer Grösse sind die Auswürflinge sehr verschieden. Das gröbere Material pflegt man als Blöcke, Bomben und Schlacken zu bezeichnen. Material von mittlerem Korn als Lapilli oder Sande und endlich das feinste Material als vulkanische Aschen.

Die gröberen vulkanischen Auswürflinge und der feinste Eruptionsstaub besitzen im grossen und ganzen die gleiche chemische Zusammensetzung wie die entsprechenden Laven, die aus dem Vulkan fliessen. Petrographisch hat man die klasmatischen Produkte den Gesteinsfamilien wie Lipariten, Trachyten, Andesiten, Basalten usw. zuzählen (25—26).

Gröberes vulkanisches Material, Blöcke, Bomben, Schlacken.

1. Blöcke und Gesteinsfragmente.

Auswürflinge dieser Art besitzen keine bestimmte Form, da sie im festen Zustand gefördert werden und es zu Schmelzerscheinungen nicht gekommen ist. Es sind unregelmässig begrenzte, eckige Gesteinsmassen sehr verschiedener Dimensionen. Die grösseren bezeichnet man als Blöcke. Sie können über einen Kubikmeter Inhalt haben; die Gesteinsfragmente andererseits sinken auf Bruchstücke von einigen Gramm Gewicht herunter.

Dieses Material ist bereits im Vulkan fertig gebildet und wird dort durch die Gewalt der Explosion losgerissen und bewahrt dabei seine Bruchstücknatur.

Das authigene Material besteht entweder aus bereits im Innern des Vulkans verfestigter Lava, die in Bruchstücksform ausgeschleudert wird. Eckige Auswürflinge von Urausscheidungen und verfestigte Differentiationsprodukte des Magmas wird man hierher rechnen dürfen.

Die Natur derartiger Produkte richtig zu erkennen ist nicht immer leicht und es bestehen häufig weitgehende Meinungsverschiedenheiten z. B. über die in Verbindung zahlreicher Basalte auftretenden Olivinknollen und -Auswürflinge.

Neben dem juvenilen Material, das auf diese Weise zum erstenmal gefördert wird, gehören die Blöcke und Gesteinsfragmente auch älterer Lava an, die den Untergrund des Vulkans zusammensetzt. Besonders reichlich aber ist in dieser Gruppe das allothigene, fremde Material vertreten. Granit- und Syenitblöcke, Fragmente kristalliner Schiefer und Sedimenten in eckiger Bruchstücksform werden auf diese Weise zutage gefördert.

Die Natur dieses Materials ist sehr verschieden und hängt von der Zusammensetzung des Untergrundes ab, auf welchem der Vulkan sitzt. Wenn auch im allgemeinen die allothigene Natur dieser Bruchstücke leicht zu erkennen ist, können doch auch hier der Deutung Schwierigkeiten erwachsen. So schliesst F. Heritsch (27) aus der parallelepipedischen Form der Olivinauswürflinge von Kapfenstein in Oststeiermark, dass dieselben nicht Urausscheidungen, sondern Bruchstücke eines in der Tiefe anstehenden Peridotits sind.

Anderes fremdes Material ist zwar auch im festen Zustand zutage gefördert, hat aber in der Tiefe eine weitgehende Umwandlung und Veränderung des Mineralbestandes erfahren.

Derartige Auswürflinge, die gewöhnlich frei auf der Oberfläche oder in Tuffe eingeschlossen sich finden, zeichnen sich durch ihren besonderen Mineralbestand aus, der deutlich Merkmale der Kontaktmetamorphose an sich trägt. Häufig sind dieselben schwierig von Urausscheidungen zu trennen. Manche Cancrinit und Nephelin führende Auswürflinge sind durch Pyrometamorphose aus Nephelin-, Nosean- und Cancrinit-syeniten und ihrer Gefolgschaft hervorgegangen. Die sogenannten Sanidinite im Gebiet des Laacher Sees sind erst kürzlich von R. Brauns (28) studiert worden. Diese kristallinen Bomben lassen sich nach ihrer Herkunft in zwei Hauptgruppen trennen. Die Sanidinite, die neben Alkalifeldspat noch Kordierit, Spinell, Korund und Hypersthen führen, sind Umschmelzungsprodukte von kristallinen Schiefen, wie Glimmerschiefen und Kordieritschiefen usw., die Noseanite und Skapolithite haben ausser dem Alkalifeldspat noch Ägirinaugit, braune Hornblende und Titanit, sie werden als Produkte der Umkristallisation des älteren Noseanphonoliths durch den jüngeren Laacher Trachyt angesehen.

Die mineralreichen Sommaauswürflinge sind in ähnlicher Weise umgewandelte Apenninkalke. Beispiele derartiger körniger Auswürflinge lassen sich leicht vermehren.

2. Bomben.

Vulkanische Bomben sind rundliche, ovale, birnen- oder keulenförmige, spindelartige Lavamassen von Faust- bis Kopfgrösse. Sie besitzen die Gestalt eines Rotationskörpers. Das setzt voraus, dass sie dieselbe erst durch schnelle Bewegung in der Luft erhalten haben. Es muss die Bombe also wenigstens in einem teilweise plastischen Zustand, der eine neue Formgebung zulies, ausgeschleudert worden sein.

Bomben.

Es gehören hierher die im Inneren wohl auskristallisierten Bomben, die äusserlich mit einer schlackigen, glasigen Kruste bedeckt sind. Gelegentlich sind gasreiche und dichte Schalen konzentrisch um den Kern angeordnet. Ihre Gestalt ist angenähert kugelig oder ellipsoidisch. Die Kristallisation des Bombenkernes erfordert Zeit; sie muss daher bereits vorgeschritten gewesen sein, als die Bombe ihre Reise durch die Luft antrat. Im festen Zustand werden besonders häufig Trachyt- und Andesitbomben ausgeschleudert, weil diese Magmen schwerer schmelzbar sind als die basaltischen. Sie haben eine ähnliche Gestalt und eine glasige Kruste. Resurgent sind die Bomben, deren Kern aus alter Lava besteht, die oberflächlich von glasiger schlackiger neuer Lava umhüllt werden.

Dichte inwendig
kristallisierte
Bomben.Trachyt und
Andesitbomben.

Ebenfalls in festem Zustand werden die explodierenden Bomben ausgeworfen. Ihr Gehalt an Gasen ist so gross, dass sie auf dem Wege durch die Luft wie eine Granate in einzelne Stücke zersprengt werden. Manchmal reicht die Expansionskraft der eingeschlossenen Gase nicht zur völligen Zersprengung aus und zahlreiche unregelmässig verlaufende Risse durchsetzen den Auswürfling.

Explodierende
Bomben.

Einer dritten Gruppe gehören alle diejenigen vulkanischen Projektile an, die in einem plastisch weichen Zustand ausgeworfen werden und ihre Gestalt durch die Bewegung in der Luft oder bei ihrem Aufschlagen auf den Boden erhalten. Auf dem ersteren Wege entsteht das Wulstenmaterial. Die Formen zeigen gewundene Gestalten, auf der Oberfläche parallel verlaufende Rippen und Wülste; oft lassen diese spindelförmigen Körper deutlich die Aufrollung an einer Längsnaht erkennen. Die gedrehten, elliptischen und gebogenen wulstförmigen Bomben gehören hierher. Scheibenförmige Schlacken Kuchen, Flatschen, erhalten beim Niederfallen ihre Form.

Einen eigenartigen Typus stellen die Brotkrustenbomben oder Schuppenbomben dar (Fig. 114). Sie sind von einer dicken, vielfach geborstenen Glaskruste bedeckt, die an die Oberfläche eines schlecht gebackenen Brotlaibs erinnert. Diese Bomben sind in halbfestem Zustand ausgeschleudert und haben sich infolge der schnellen Abkühlung äusserlich mit einer Glaskruste bedeckt. Die dann eintretende Gasentbindung

Brotkrusten-
bomben.

hat ein Aufblähen der ganzen Masse herbeigeführt und die Kruste zum Bersten gebracht.

Schlacken.

Die vierte Gruppe von Auswürflingen endlich wird in schmelzflüssigem Zustand gefördert. Da die Zeit zur Kristallisation bei der schnellen Abkühlung nicht mehr ausreicht, werden alle diese Gebilde mehr oder weniger glasige Beschaffenheit zeigen. Als vulkanische Schlacken bezeichnet man Teile von schmelzflüssigem Magma, die ausgeschleudert und von den ausströmenden Gasen mitgerissen werden, in der Luft erstarren und ihre Gestalt annehmen. Derartige Gebilde zeigen die verschiedensten

Fig. 114.



Brotkrustenbombe. Mt. Pelé.
Nach Hovey.

Fig. 115.



Birnenförmige Lavabombe.
 $\frac{1}{2}$ der natürl. Grösse.

Fig. 116.



Gedrehte Bombe.
 $\frac{1}{2}$ der natürl. Grösse.

Formen. Die Schlacken sind gewöhnlich ungemein porös. Bombenförmige Schlacken nennt man Schlackenbomben.

Die schlackenförmige Ausbildung ist besonders ausgeprägt bei sauren Gesteinen. Sehr poröse Gläser dieser Art pflegt man als Bimssteine zu bezeichnen. Die Schlacke steht also zum reinen Glas bei basischen Gesteinen in demselben Verhältnis, wie der Bimsstein zum Obsidian bei sauren Gesteinsgliedern.

Es sei besonders darauf hingewiesen, dass das Schlacken- und Bimssteinmaterial nicht notwendig juvenil zu sein braucht. Die Brunsten Versuche haben gezeigt, dass jedes vulkanische Glas, wenn es bis zu seinem Explosionspunkt erhitzt wird, sich zu einem schaumigen Bimsstein aufbläht. Es können also auch alte Gläser in Schlacken und Bimssteine verwandelt werden lediglich durch Steigerung der Temperatur.

Lockermaterial mittlerer Korngrösse Lapilli.

Vulkanische Auswürflinge, die in ihren Dimensionen zwischen Walnuss- und Erbsengrösse schwanken, bezeichnet man als Lapilli oder Rapilli. Das letzte Wort ist der neapolitanischen Mundart entnommen und daher nicht korrekt. Auch die Lapilli gelangen entweder fest, umgeschmolzen, plastisch oder flüssig an die Oberfläche.

Lapilli.

Zu den beiden ersten Kategorien gehören die eigenartigen Kristall-lapilli. Es kommt gelegentlich vor, dass ein Vulkan gewaltige Mengen von losen, scharfkantigen, wohlbegrenzten Kristallen auswirft, die höchstens an den Kanten geschmolzen sind. Diese Kristalle haben sich im Vulkan aus dem Magma abgeschieden. Die Explosion hat also ein in der Kristallisation begriffenes Magma betroffen. Dass die Kristalle aus besonders grossen Tiefen stammen, ist nicht erforderlich, da die kristalline Gestaltung eines Magmas keine Funktion der Tiefe ist, sondern lediglich von einem sehr langsamen Temperaturabfall abhängt.

Kristallapilli.

Die Erscheinung wurde zuerst am Vesuv und Ätna studiert. Nach Mercalli hat der Vesuv Leuzitkristalle und Augite in den Jahren 1812, 1813, 1822, 1828, 1839, 1844, 1845, 1846, 1847 ausgeworfen. Sehr bekannt ist das Augitvorkommen des Monte Rossi am Ätna, das auf einen derartigen Kristallregen zurückzuführen ist. Am 3. bis 5. Juli 1874 warf der Vulkan auf Miyakejima, Japan, zahllose Anorthitkristalle aus (29). Am Campo grande, Insel Antaõ, fand Dörlter (30) massenhaft lose Kristalle von Titanit. Die Erscheinung ist weit verbreitet. Am Stromboli, am Krater von Montefiascone, in der Gegend von Frascati, am Laacher See und in manchen anderen vulkanischen Gegenden kann man ähnliche Beobachtungen machen.

In halbfestem oder flüssigem Zustand sind die dichten Lapilli oder Schlackenlapilli ausgeworfen worden. Ist das Magma sehr dünnflüssig, so wird es zu Glassträhnen oder -Fäden ausgezogen. Peles¹⁾ Haar am Kilauea auf Hawai sind feine, glasige Fadenlapilli.

Glaslapilli.

Feinstes vulkanisches Lockermaterial. Sande, Aschen.

Sinkt die mittlere Korngrösse der ausgeworfenen Produkte unter die Grösse einer Erbse und reicht sie bis zu Hirsekorngrosse, so spricht man von vulkanischen Sanden. Alle noch feineren Produkte werden als Aschen bezeichnet. Ausdrücke wie Schlacken und Aschen rühren

Sande.

¹⁾ Pele ist die Göttin des Feuers der Eingeborenen von Hawai.

von der alten Vorstellung der vulkanischen Phänomene als Verbrennungserscheinungen in der Erde her.

Aschen.

Die vulkanische Asche ist ein feines, staubartiges Material, das doppelter Entstehung sein kann. Dasselbe kann resurgent sein; dann besteht die Asche aus dem bei der Explosion erzeugten und ausgeblasenen feinsten Friktionsstaub alter, bereits verfestigter Laven. Mercalli (88) nennt diese Asche „Lavaasche“.

Gümbel (31) sprach die Ätnaasche, die 1879 in Messina fiel, als Lavaasche an. O. Lang (32) deutete die Asche des Turrialba in Costa Rica als alt, während Penck (33), der dieselbe gleichfalls untersuchte, zu einem andern Resultat gelangte.

Die eigentliche, normale Asche dagegen ist juvenil, aus der Erstarrung eines fein zerteilten und verstäubten Magmas entstanden. Sie soll, zum Unterschied von der vorigen, mit Mercalli „Magmaasche“ genannt werden. Ihre Färbung ist eine sehr verschiedene. Die frisch gefallene Asche hat gewöhnlich lichte Farben, die durch Oxydation der Ferroverbindungen bei der Berührung mit der Luft dunkler werden. Die mikroskopische Beschaffenheit gibt, wie die Studien von Penck (33) und Zirkel (25) gezeigt haben, deutliche Erkennungsmerkmale ihrer Natur. Es sind hauptsächlich folgende:

Alle Kristalle und Kristallbruchstücke sind sehr reich an Glaseinschlüssen. Sie sind überhaupt reichlich erfüllt von Einschlüssen, fremden Individuen, Mikrolithen und Körnchen. Glas herrscht vor, es erscheint in Form von Scherben, Splittern und Fetzen. Oft sind die Kriställchen von einer dünnen Glashaut umkleidet. Kristalle wie Glasscherben sind von zahllosen Gasporen erfüllt. Die Mikrolithen ballen sich endlich gern zu Flöckchen, Klumpen und Häufchen zusammen. Alle diese Erscheinungen zeigen an, dass die vulkanische Asche aus flüssigem oder halbflüssigem Magma, das durch die Gasexplosionen zerstäubt wurde, bestand. Die Kristalle in den Sanden und Aschen dagegen sind bereits fertig gebildet und nicht etwa auf dem Wege durch die Luft erst entstanden.

Die nachstehende Tabelle mag eine Übersicht über die vulkanischen Lockerprodukte geben.

Authigenes Material				Allothigenes Material	
	Zustand fest	Zustand fest, oberflächlich geschmolzen,	Zustand plastisch	Zustand flüssig	Zustand fest, umgeschmolzen u. weitgehend verändert
Blöcke Auswürflinge	Blöcke u. Fragmente bereits verfestigter Lava, ohne bestimmte Form, Eckige Auswürflinge v. Urausscheidungen (Olivinknollen z.T.) u. v. magmatischen Differenzationsprodukten	Bomben: Dichte Bomben Trachyt- und Andesitbomben, Obsidianbomben, Explodierende Bomben Geborstene Bomben Brotkrusten-Bomben	Wulstenmaterial: Gedrehte und gebogene Bomben Schlacken-kuchen Lavafatschen	Schlackenbomben Schlacken Bimssteine	Blöcke u. Fragmente von fremden Gesteinen d. Untergrundes. Granite, Syenite usw., kristalline Schiefer und Sedimente. Dieselben sind unverändert,
	Blöcke u. Fragmente alter Lava ohne bestimmte Form	Bomben m. Kern aus alter Lava		Schlacken und Bimssteine aus alten, glasig erstarrten Laven	Blöcke u. Fragmente oder Bomben kristallin, Beschaffenheit, Sie finden sich häufig als Lesteine. Sie sind die völlig umkristallisierten und umgeänderten Teile des fremden Untergrundes und reich an Kontaktmineralen: Sanidine, Noseanite, Skapolithite usw. Sommalöcke
Lapilli	Kristallapilli Lose ausgeworfene Kristalle, Anorthit, Leuzit, Augit usw., im Vulkan oder Vulkanherd gebildet und im festen Zustand ausgeworfen		Dichte Lapilli Schlackenlapilli Fadenlapilli Peles Haar		
Sande	Kristallsande		Dichte Sande Schlackensande		
Aschen	Juvenil		Magnaglasasche, fein zerstäubtes Magma		
	Resurgent	Lavaasche = Friktionsstaub alter Laven			

Theorie der Projektilwirkung.

Arbeitsleistung
der vulkanischen
Explosion.

Die Arbeitsleistung einer vulkanischen Explosion ist eine sehr grosse. Man hat sie in verschiedenen Fällen zu berechnen versucht. Wie weit die durch Rechnung gefundenen Zahlen das Richtige treffen, ist schwer zu sagen, da sie alle einer gesicherten Grundlage entbehren.

So fand, um ein Beispiel anzugeben, Omori (34) die Explosion des japanischen Vulkans Azumasan 1893 zu $14 \cdot 10^{10}$ kgm. Bei dem Vesuvausbruch 1900—1904 wurden Blöcke von 1 cbm Volumen und 2—3 t Gewicht 100 m hoch geschleudert und fielen 100 bis 200 m vom Krater entfernt nieder. Mercalli berechnet die Arbeitsleistung zu $4 \cdot 10^6$ kgm. Genauere Daten der Krakatauexplosion 1883 teilte Verbeek mit. Die Auswürflinge bestanden aus Bimsstein und erreichten das Volumen von 1 cbm, Obsidianblöcke höchstens die Hälfte. Gröberes Material fiel in einem Unkreis von 15 km um den Vulkan, doch einzelne bohnen- bis faustgrosse Stücke fanden sich noch in 40—80 km Entfernung. Es sei besonders darauf hingewiesen, dass dieselben aus dem spezifisch leichten Bimsstein bestanden. Die Explosionswolke erlangte am 26. August nach Beobachtungen des Kapitän Thomson von der Medea eine Höhe von 27—30 km. Die feinste Asche mag jedoch bis zu 50 km Höhe emporgetragen worden sein.

Es liegt nun nahe, diese Vorgänge mit den Erfahrungen, die man beim Abschossen eines Geschützes machen kann, zu vergleichen.

Verbeek (35) findet im luftleeren Raum für ein Projektil, das 40 km durchlaufen soll, folgende Daten:

Elevation	Maximale Höhe	Anfangsgeschwindigkeit	Zeit zum Durchlaufen der Bahn
10°	1,763 km	1,070 km	$\frac{1}{2}$ Minute
45°	10,000 „	0,625 „	$1\frac{1}{2}$ „
80°	über 56,700 „	1,070 „	$3\frac{1}{2}$ „

Nicht in Rechnung gesetzt ist der Luftwiderstand. Die Anfangsgeschwindigkeiten dürften daher in Wirklichkeit grösser sein. Grosskalibrige Artillerieschosse besitzen Anfangsgeschwindigkeiten von 300 bis 500 m und mehr. Die vulkanischen Projektile würden demnach wenigstens doppelt so grosse Anfangsgeschwindigkeit besessen haben.

Aufsteigender
Gasstrom.

Bei dieser Berechnung ist, worauf Reyer aufmerksam macht, der Umstand ausser acht gelassen, dass aus dem viele Meter breiten Krater kontinuierlich Gas- und Aschenströme austreten. Die Verhältnisse liegen hier anders als bei der abgeschossenen Kanone. Nur die erste Förderung hat den vollen Luftwiderstand zu überwinden, dann bewegt sich ein der Weite des Kraters entsprechender zylindrischer Gas-

strom von 1 km Anfangsgeschwindigkeit aufwärts. Alle weiteren ausgeschleuderten Projektilen verhalten sich diesem Strome gegenüber wie ein Schwimmer dem fließenden Wasser. Ist ihre Anfangsgeschwindigkeit kleiner, so erhalten sie durch den Strom einen Auftrieb, ist sie gleich, so wird der Widerstand gleich Null und ist sie endlich grösser, so muss ihr Flug gehemmt werden, doch bei weitem nicht so stark wie durch ruhende Luft. Bei steiler Schussrichtung bleibt die Bombe lange in der breiten Strombahn und gelangt daher in Höhen verdünnter Luft, die ihr weniger Widerstand entgegensetzen. Die Verhältnisse nähern sich dann denen im luftleeren Raum. Beim Niederfallen ist dagegen die Hemmung um so grösser. Kleinere Partikelchen werden auf diese Weise lange in grossen Höhen in Schweben gehalten, grössere wie von einem Sandgebläse korrodiert. Damit steht im Einklang, dass die ersten Explosionen eines Vulkans gewöhnlich nur mässige Höhen erreichen und dass das Maximum der Höhe erst erlangt wird, wenn der Gasstrom einige Zeit in Bewegung war.

Der Krakatauausbruch ist ein Beispiel einer ungewöhnlich heftigen Explosion. In den meisten Fällen erreichen die Explosionsprodukte aber nicht so gewaltige Höhen.

Für den Vesuvausbruch 1906 gibt Mercalli 5 km, Lacroix für den Mt. Pelé 1902 über 10 km an; die gleiche Höhe kann man auch für den Taraweraausbruch 1886 annehmen.

Ausbreitung der vulkanischen Aschen.

Die feinsten Teilchen des Magmas können auf die oben näher angegebene Weise bis zu sehr erheblichen Höhen emporgetragen werden. Sie unterliegen, durch Luftströmungen erfasst, unter Umständen einem weiten Transport.

Aschen des Vesuv sind bis nach Sizilien und an die dalmatinische Küste bis Kotor (Cattaro) (36) verfrachtet, die des Aetna nach Nordafrika; der feinste Vesuvstaub wurde sogar bis an die Ostseeküste nach Holstein verweht (37).

Aschen der isländischen Ausbrüche des Rudloffkraters in der Askja 1875 gelangten bis Stockholm, 1900 km weit.

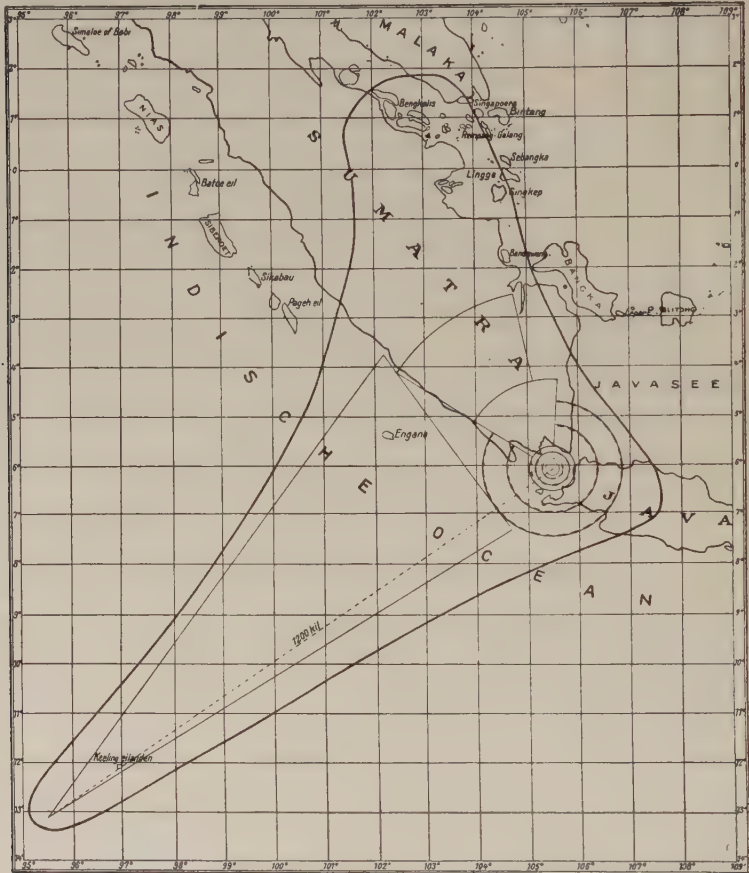
Die Daten des Krakatauausbruchs hat auch nach dieser Richtung Verbeek sorgfältig gesammelt. Die schweren Teile gerieten mit den Südwestwinden der unteren Region zuerst nach NO., dann nach SO. Die feinere Asche wurde durch die Ostwinde der höheren Atmosphärenschichten gegen Westen verfrachtet und gelangte auf diese Weise bis 80° westlicher Länge, 1600 Seemeilen = 2500 km vom Krakatau entfernt. In sehr grossen Höhen machten die allerfeinsten Teilchen die Reise

Ausbreitung
vulkanischer
Aschen.

um die ganze Erde und riefen Dämmerungserscheinungen, Grün- und Rotfärbung der Sonne nacheinander an verschiedenen Punkten hervor, sobald die vulkanische Dunstwolke dort eintraf.

In ähnlicher Weise sind die feinsten Aschenteilchen beim Ausbruch des Consequina in Nicaragua 1835 bis in grosse Höhen geschleudert worden.

Fig. 117.



Verbreitung der Asche beim Krakatauausbruch 1883. Nach Verbeek.

Unter $7^{\circ} 26'$ n. Br. und $104^{\circ} 45'$, 1100 englische Meilen vom Vulkan entfernt, fuhr das Schiff Conway 40 Meilen durch schwimmenden Bimsstein. Die Asche wurde nach Dollfuss und Monserrat (39) von O. nach W. über 2000 km verweht.

Mit dieser weiten Transportmöglichkeit ist zu rechnen, wenn man vulkanische Beimengungen unter Sedimenten in Gebieten findet, die von einem vulkanischen Schauplatz weit abliegen.

Die westbaltischen Eozänablagerungen vom Limfjord, Schwarzenbeck, Hemmoor und der Greifswalder Oie, die der Stufe des Londonones entsprechen, enthalten z. B. reichliche Beimengungen sehr feiner basaltischer Asche, die offenbar einen weiteren Transport hinter sich hat. Woher dieselbe stammt, lässt sich nicht sicher sagen. Gagel (38) bringt sie mit den Basalteruptionen Islands und der Hebriden in Zusammenhang.

Absteigende Eruptionswolken. Glutwolken. (Nuées ardentes, Peläische Wolken, [Lacroix]).

Bei der normalen vulkanischen Ascheneruption folgt in kurzer Zeit Explosion auf Explosion und stösst einen mit festen Bestandteilen beladenen, sich zusammenballenden Schwaden, aus. Die einzelnen Explosionsstösse vereinigen sich in ihrem Effekt und erzeugen, wie oben gezeigt wurde, einen kontinuierlich aufsteigenden Gasstrom, der schliesslich grosse Höhen erreicht. Der Ausbruch der Montagne Pelée auf Martinique im Jahre 1902 hat nun einen anderen, davon verschiedenen Vorgang kennen gelehrt, nämlich den der absteigenden Glutwolken. Da es sich hier zunächst nur darum handelt, die Bedingungen, unter denen die vulkanischen Produkte ausgestossen und abgelagert werden, aufzusuchen, soll die Erscheinung nur von diesem Gesichtspunkt aus behandelt werden.

Absteigende
Eruptions-
wolken.

Die Glutwolke (Fig. 118) erhebt sich nie zu grosser Höhe, sie bleibt vielmehr offensichtlich unter dem Einfluss der Schwere, wälzt sich, am Erdboden kriechend, mit einer Geschwindigkeit von 150 m, Tälern und Depressionen im Relief folgend, herunter. Eine gewöhnliche Ascheneruption bringt also ihre festen Bestandteile flächenhaft rings um den Vulkan zum Absatz. Wenn der Einfluss der Winde ausgeschaltet bliebe, müsste die Ablagerungsfläche eine Kreisfläche sein, sie wird aber durch deren Einfluss deformiert. Die Sedimentation der absteigenden Glutwolke dagegen spielt sich nur innerhalb der engbegrenzten, streifenförmigen Bahn ab. Hier aber kann die Mächtigkeit der Ablagerung recht beträchtlich werden.

Lacroix, (40) der in seiner grossen Monographie seine und anderer Forscher Beobachtungen verarbeitet hat, gelangte zu folgender Vorstellung hinsichtlich der Entstehung absteigender Eruptionswolken.

Durch Bruch der Wände des Domes tritt die Glutwolke zutage. Sie ist ausserordentlich stark komprimiert. Sie dehnt sich sofort auf ein mehrere tausendmal grösseres Volumen aus und eilt mit grosser Geschwindigkeit, der Schwere folgend, bergab. Die ganze Erscheinung geht relativ schnell vorüber und alle zerstörenden und ablagernden Vorgänge spielen sich in ausserordentlich kurzer Zeit ab.

Fig. 118.



Absteigende Eruptionswolke, Mt. Pelé vom 16. Dez. 1902. Nach Lacroix.

Die kurze Dauer der Erscheinung ist ein Moment, dem Lacroix zu wenig Bedeutung beigemessen hat. Sie macht aber eine Reihe von Eigenarten verständlich. Eine Anfangsexplosion ist offenbar erforderlich, einmal, um die vorher nicht vorhandene Austrittsöffnung zu schaffen und

dann, um dem Strom die Kraft zu geben, Blöcke von 1 cbm Inhalt zu bewegen. Da die Explosionen sich nicht dauernd wiederholen, muss die mit festen Bestandteilen überreiche Masse sehr schnell unter dem Einfluss der Schwere zu Boden sinken; es kommt ja nicht zur Bildung eines kontinuierlich aufsteigenden Gasstromes, wie in dem gewöhnlichen Fall. Selbst wenn eine derartige Wolke bei ihrem Austritt eine vertikale Richtung besass, so stieg sie doch kaum 2 km in die Höhe, um dann, dem Tale folgend, hinabzugleiten.

Ein prinzipieller Unterschied besteht nicht zwischen beiden Erscheinungen. Im ersten Fall reissen die Gase die festen Bestandteile in die Höhe, im zweiten dagegen drücken die festen Bestandteile die Gase zu Boden.

Nach Lacroix¹⁾ ist die Glutwolke eine Art von Emulsion fester Bestandteile in einer Mischung von Wasserdampf und Gasen von hoher Temperatur.

Zusammensetzung der absteigenden Glutwolken.

Er sieht also den Wasserdampf als den Hauptbestandteil an. Bei der Wichtigkeit, die diese Frage ganz allgemein besitzt, sei darauf aufmerksam gemacht, dass der Wasserdampf nicht direkt nachgewiesen worden ist. Seine Gegenwart wird aus der Beobachtung geschlossen, dass er sich in den höheren Teilen der Atmosphäre zu Wolken verdichtete, die sich mit den atmosphärischen Wolken mischten.

An der Basis der Wolke herrscht das feste Material vor; Blöcke jeder Dimension, kleine Fragmente von festen Gesteinen, feinste Asche sind von einer stark komprimierten Gasatmosphäre umgeben, die in schneller Ausdehnung begriffen ist und so die gegenseitige Berührung der festen Bestandteile verhindert. Auf diese Weise kommt eine Beweglichkeit wie bei Flüssigkeiten zustande. Die Temperatur ist hier am höchsten. Die mittleren Partien führen festes Material von geringeren Dimensionen. Die oberen Partien nehmen die Gestalt von übereinander rollenden Ballen an. Durch die reichlich vorhandenen festen Bestandteile wird eine Vermischung mit der Luft verhindert. Der Wind hat wegen der grossen Dichtigkeit einen geringen Einfluss auf den Verlauf der Eruptionswolke.

Nachdem bei dem Ausbruch des Pelés die absteigenden Wolken bis in die Einzelheiten studiert worden sind, hat man dieselbe Erscheinung zu wiederholten Malen auch anderswo erkennen können.

¹⁾ Lacroix sagt S. 204: „La présence de la vapeur d'eau en proportion prépondérante n'est pas douteuse; elle est caractéristique de tous les types de fumerolles d'origine volcanique. Dans le cas qui nous occupe, elle était mise en évidence par sa condensation dans les parties hautes de l'atmosphère sous forme de nuages qui, peu à peu, se confondaient avec les nuages atmosphériques. Cette condensation n'était pas toujours assez brusque pour donner naissance à des averses de pluie, mais, celles-ci en étaient point rares et elles nous ont souvent masqué la fin du phénomène“.

Schon der fast gleichzeitige Ausbruch der Soufrière auf dem benachbarten St. Vincent hat dieselben Glutwolken gezeitigt.

Die beiden Ausbrüche der Jahre 1580 und 1808 auf den Azoren haben ganz ähnliche Erscheinungen geliefert. Sie sind besonders deshalb lehrreich, weil sie zeigen, dass die Erscheinung nicht an ein bestimmtes Magma, z. B. das andesitische, gebunden ist.

Aber auch in längst erloschenen Vulkangebieten will man ähnliche Ablagerungen als solche von Glutwolken erkannt haben. So schreibt z. B. Völzing (41) die bekannten Trassablagerungen des Bröhl- und

Fig. 119.



Ablagerungen der absteigenden Eruptionswolken. Nach Lacroix.
Rivière Sèche 5 km vom Dom entfernt.

Nettetales Glutwolken zu, die in jungdiluvialer Zeit dem Krater des Laacher Sees entquollen sein sollen. Diese Anschauung ist jedoch mit der Maarnatur des Laacher Sees schwer in Einklang zu bringen.

Die Ablagerungen der absteigenden Eruptionswolken sind vulkanische Konglomerate von chaotischer Struktur. Blöcke und Bomben verschiedenster Dimensionen werden von feinen Aschenteilchen umgeben. Die Blöcke besitzen die gleiche mineralogische Zusammensetzung.

Schutt- und Staublawinen vulkanischer Natur.

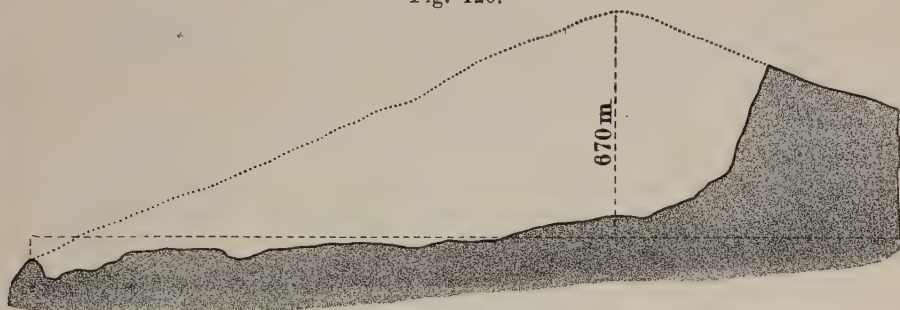
Mit den Glutwolken in vieler Beziehung nahe verwandt sind die vulkanischen Schutt- und Staublawinen. Sie erscheinen im Zusammenhang

mit gewaltigen vulkanischen Explosionen. Am gründlichsten studiert ist die Explosion des Bandaisan in Japan im Juli 1888. Nach längerer Ruhepause wurde durch eine Reihe kurz aufeinander folgender Explosionen der Berg z. T. zerstört. Die Explosionswolke erhob sich bis zu 1280 m Höhe. Der ganze Kobandai wurde weggesprengt. Nach Sekiya und Kikuchi (22) wurden im ganzen 1,213 cbkm altes eruptives Material fortbewegt. Die ganze Katastrophe spielte sich wieder in dem kurzen Zeitraum von wenigen Stunden ab. Mit einer Geschwindigkeit von 77 km in der Stunde eilten die Staub- und Schuttmassen talwärts. Die Oberfläche schlug Wellen wie ein Wildbach. 5—10 m mächtige Blöcke wurden bewegt, bis die ganze Masse plötzlich zum Stehen kam und an ihrer Stirnseite eine fast senkrechte Mauer von einigen Metern Höhe bildete.

Explosion des
Bandaisan.

Bemerkenswert dabei war, dass das Material der Hauptsache nach

Fig. 120.



Bandaisan, Japan 1:25000. Nach Sekiya.

Die punktierte Linie gibt den durch die Explosion zerstörten Teil des Berges an.

staubtrocken war, es wurde erst nachträglich durch das Hinzutreten von meteorischem Wasser zu einem zähen Schlamm angerührt.

Noch von anderen Vulkanen der japanischen und javanischen Bögen lassen sich ähnliche Beispiele heranziehen.

In allen diesen Fällen wird dem Wasserdampf die Hauptrolle als Explosionsursache zugeschrieben. Hauptsächlich wohl, weil man, befangen von der als unumstößlich geltenden Lehrmeinung, sich eine vulkanische Eruption ohne Wasserdampf überhaupt nicht vorstellen konnte. Exakt nachgewiesen ist aber, wie gezeigt, seine Gegenwart nicht. Es ist daher jetzt unmöglich, nach den vorhandenen Berichten festzustellen, wie weit Wasserdampf bei diesen Erscheinungen beteiligt war. Auffallend bleibt es, dass die Produkte der Explosion stets staubtrocken sind, wo doch gewaltige Wasserdampfmenngen der Atmosphäre in stark komprimiertem Zustand zugeführt werden. Man sollte erwarten, dass durch die mit der schnellen Ausdehnung verbundene Abkühlung und Vermischung mit der kühlen Luft, unbedingt in allen Fällen Kondensation hätte eintreten müssen.

III. Die Sedimentation der vulkanischen Lockerprodukte durch Wasser.

Entstehung
der Tuffe.

In dem vorausgehenden Abschnitt sind die Erscheinungen beschrieben worden, die vulkanisches Lockermaterial zur Erdoberfläche befördern. Dieses Lockermaterial unterliegt nun weiter der geologischen Gestaltung. Besonders durch das Dazwischentreten des atmosphärischen Wassers wird das lose Material zusammengeschwemmt, transportiert und zu Gesteinen verfestigt. Genau wie der zu Boden gesunkene Schlamm erst durch nachträglich eintretende Vorgänge zu einem richtigen Gestein wird, werden die vulkanischen Aschen und Lockerprodukte durch Wasser umgearbeitet. Die so entstehenden Gesteine bezeichnet man als Tuffe im weitesten Sinne. Sie stehen in der Mitte zwischen Sediment- und Eruptivgesteinen.

Mit der Verfestigung und Erhärtung zu Tuffen ist eine Reihe chemischer Umwandlungen verknüpft. Sie können um so eher eintreten, als das lockere Aschenmaterial eine sehr grosse Oberfläche besitzt und daher von den Agentien leicht angegriffen wird. Ausserdem ist die glasige Substanz, die als Hauptbestandteil vulkanischer Asche zu gelten hat, ein labiler Körper, der sehr viel leichter chemische Veränderungen erleidet. Hinzu kommt als ein nicht weniger mächtiger Faktor der recht bedeutende Gehalt an freien Mineralsäuren, die noch aus den gasförmigen Exhalationen herkommen.

Die Tuffe können demnach auf folgende Weise zur Ablagerung kommen:

1. Vulkanische Aschen und andere Lockerprodukte werden an dem Ort, an den sie durch den vulkanischen Ausbruch geraten sind, später durch einsickerndes Wasser usw. zu Tuffen und vulkanischen Sedimenten verhärtet.

2. Die vulkanischen Klastika werden bereits während des Fallens mit Wasser vermischt und kommen in feuchtem Zustand zur Ablagerung.

3. Die Lockerprodukte erfahren, nachdem sie einmal abgelagert sind, durch bewegtes Wasser oder Luft eine weitere Aufbereitung und einen weiteren Transport und kommen auf sekundärer Lagerstätte ein zweites Mal zum Absatz.

Es ist leicht einzusehen, dass auf diesen verschiedenen Wegen auch Tuffe und vulkanische Sedimente verschiedener Art entstehen müssen.

Schlammströme (avenida, moya, eruzioni fangose usw.).

Schlammströme.

Es sind bisher die Vorgänge betrachtet worden, die primäre, rein vulkanische Anhäufungen von Lockermaterialien der ersten der drei Kategorien zuwege bringen.

Bei den Gebilden der zweiten Gruppe tritt atmosphärisches Wasser bereits während des Ausbruchs hinzu. Die Massen gelangen nicht in trockenem Zustand, sondern mit Wasser zu Schlamm angerührt zur Gestaltung. Das Wasser rührt aus der Kondensation des Wasserdampfes der Atmosphäre her.

Durch die feine Verteilung fester Teilchen in der Luft in Verbindung mit der Temperaturerniedrigung, die eintreten muss, wenn die Sonnenstrahlung durch Verdunklung zeitweise unterbrochen wird, und durch andere meteorische Verhältnisse gelangt der Wasserdampf zur Verdichtung und fällt als Regen nieder.

Auf diese Weise tritt eine Vermischung der Asche mit Wasser ein. Dieselbe fällt in Form heisser Schlammtröpfen nieder. Die zähflüssigen Schlammmassen bewegen sich als Schlammströme zu Tal.

Derartige Schlammmassen gewinnen nach dem Trocknen nicht selten eine bedeutende Festigkeit und Zähigkeit, so dass zu ihrem Zerbrechen starke Hammerschläge erforderlich werden. Es entstehen offenbar zwischen den leicht reaktionsfähigen Glasteilchen der Asche und dem Wasser Verbindungen, welche die losen Bestandteile fest zementieren.

Schlammströme sind in allen vulkanischen Gebieten eine häufige Erscheinung. Doch tritt in den meisten Fällen das meteorische Wasser erst später zur Asche und rührt dieselbe zu Schlamm an. Die Gefahr, dass sich Schlammströme bilden, bleibt auch nach Beendigung einer Eruption bestehen, sobald starker Regenfall einsetzt.

Die Erscheinung der Schlammströme und ihrer Sedimente hat Lacroix (39) auf Martinique gründlich studiert. Die Natur der Ablagerungen eines Schlammstromes bleibt die gleiche, ob das Material aus dem Krater selbst herrührt oder aus seiner Umgebung, wo es sich aus bereits älteren, abgekühlten Aschen zusammensetzt. Im feuchten Zustand ist der Schlamm eine anscheinend homogene schwarze Masse. Beim Eintrocknen wird durch Schrumpfung die Oberfläche rauh und rissig und Blöcke der verschiedensten Dimensionen kommen zum Vorschein. War das Material heiss, so ist die Oberfläche von zahlreichen Dampföchern bedeckt.

Die innere Struktur der Ablagerung ist eine chaotische, indem Blöcke der verschiedensten Dimensionen regellos durch die ganze Masse verteilt sind. An den Flanken des Stromes beobachtete Lacroix Anhäufungen grösserer Blöcke, die äusserlich an eine Seitenmoräne erinnern. Sie bleiben am Rande liegen, da wegen der grösseren Reibung die Transportkraft des Stromes hier zuerst versagt, und werden in feinen Schlamm eingebettet. Manchmal zeigen die Blöcke Spuren einer gegenseitigen Frikation. Die chaotische Struktur teilen die Schlammstromsedimente mit den Ablagerungen der Glutwolken. Es ist daher nicht leicht, diese Gebilde verschiedener Entstehung auseinander zu halten, wenn die letztere nicht

beobachtet worden ist. Zur Unterscheidung mögen noch folgende Merkmale dienen: Bei den Schlammströmen ist eine Saigerung nach Schwere und Korngrösse häufig erkennbar. Auch eine deutliche Schichtung kommt gelegentlich vor. Der feine Schlamm dringt in die Poren der Bimssteine ein und füllt die Hohlräume aus, während die Bimssteine der Glutwolken stets frei davon bleiben. Die Sedimente der Schlammströme und Glutwolken kommen gelegentlich zusammen vor und können sich überdecken. Hierüber geben wieder die trefflichen Beobachtungen von Lacroix Aufschluss. Tritt nämlich Wasser in die jungen, noch heissen Ablagerungen der Glutwolke ein, so sinkt es ein, entzieht dem Sediment Wärme und verwandelt sich schliesslich in Dampf, der mit explosionsartigen Erscheinungen wieder die Oberfläche erreicht und dort einen Schlammvulkan aufwirft. Der heisse Schlamm fliesst über die Oberfläche und fügt seine Ablagerungen zu denen der Glutwolke hinzu. Es werden daher die hangenden Partien einer pelëanischen Ablagerung, wenn man für die Sedimente der Glutwolke diese Bezeichnung annehmen will, durch Schlammablagerungen modifiziert und überdeckt sein. Ist dagegen der Wasserzufluss grösser, so kann er, unterstützt durch Dampfexplosionen, eine sehr bedeutende Erosionskraft entwickeln und tiefe, kañonartige Schluchten in kurzer Zeit einschneiden. Das heisse, mit Schlamm beladene Wasser ist schwarz wie Tinte und vermag 1,5 m grosse Blöcke zu transportieren.

Diese Beispiele lehren, wie verwickelt die Stratigraphie der vulkanischen Tuffe und Konglomerate ist. Bei älteren Aschenablagerungen kommen die mechanischen und chemischen Veränderungen, die sich beim Hinzutreten des Wassers abspielen, hinzu, so dass der ursprüngliche Charakter der Ablagerung gewöhnlich verwischt wird. Die feine Asche ist eine überaus labile Substanz, die durch Wind und Regen sehr leicht umgelagert wird. Schon ein kurzer Regenfall kann merkliche Veränderungen nachsichziehen. Er erzeugt sofort einen Schlamm, der in Bewegung gerät und die Gehänge überkleidet. Leichtere Bimssteinlapilli werden auf diese Weise schwimmend transportiert, sie bleiben liegen, wenn das Wasser verdunstet oder eingesickert ist und umgeben das Schlammrinnsal mit einem moränenartigen Rand.

Bildung der
Pisolithtuffe.

Die Bildung pisolithischer Aschentuffe, die Lacroix des öfteren beobachten konnte, geht in folgender Weise vor sich. Reicht die Regenmenge nicht aus, um die Oberfläche gleichmässig zu durchfeuchten, so ballen die niederfallenden Wassertropfen die feine, trockene Asche zu kugeligen Gebilden zusammen, die vom Winde bewegt werden oder, der Schwere folgend, ins Rollen geraten. Trockene Asche wird darüber geweht und schützt die zarten Gebilde vor der Zerstörung. Die Kugeln derartiger Aschenablagerungen variieren zwischen Hirsekorn- und Erbsengrösse. Bei leichtem Druck lösen sich konzentrische Schalen ab. Die Vorbedingung für das

Zustandekommen derartiger pisolithischer Tuffe sind feine, nicht verfestigte Aschen, die heiss genug sind, um eine schnelle Verdunstung des Wassers herbeizuführen, und geringe Regenmengen. Sie finden sich häufiger und sind bei älteren vulkanischen Ablagerungen festgestellt worden.

Neben dem meteorischen Wasser können Schlammströme noch in anderer Weise entstehen. So ist in manchen Fällen eine plötzliche Entleerung des Kratersees die Ursache. Schlammströme durch Entleerung von Kraterseen.

In allen Gegenden, wo der Vulkan bis in die Firnregion hineinragt, sind Schlammströme mit jeder Gipfeleruption auf das engste verknüpft. Hier muss sich die feurige Lava einen Weg durch die Schnee- und Eismassen des Firmantels bahnen. Die gewaltigen, hierbei entstehenden Schmelzwasserfluten rufen mächtige Schlammströme hervor. Schlammströme durch Schmelzen des Firmantels.

Die französischen Akademiker, die zum Zweck der Gradmessung sich nach Ecuador begeben hatten, wurden durch die mächtigen Schlammströme, welche von den in die ewige Eisregion hineinragenden Vulkanriesen ausgingen, zuerst gefesselt und ihnen verdanken wir die ersten gründlichen, wissenschaftlichen Untersuchungen der Schlammfluten, welche im Lande als „Avenidas“ bezeichnet werden. Besonders war es der Cotopaxi, der durch diese Art von Ausbrüchen berühmt geworden ist. Schlammströme des Cotopaxi. Sein letzter grosser Ausbruch im Jahre 1877 ist von Reiss (42) auf Grund der Berichte von P. Sodiro und Th. Wolf anschaulich geschildert worden:

„Mit dumpfem Brausen, fast mit fernem Donner ähnlichem Getöse wälzten sich die mit vulkanischer Asche, Gesteinstrümmern, glühenden Lavablöcken und grossen Eismassen vermischten Gewässer am Abhang hinab. An den unteren Gehängen drängen sie sich in den dort eingeschnittenen Schluchten zusammen, dieselben bis zu Höhen von 60 und 100 m erfüllend, über die Seitenwände sich ergiessend und auf den Abhängen Schutthügel bis zu 20 und 30 m Höhe absetzend. Häuser, Haciendas, Fabriken, Menschen und Vieh mit sich fortreissend, bildeten die Schlammassen zwischen Mulaló und Latacunga einen weiten See von ungefähr 28 km Länge und 1,6 km Breite, in dessen ganzer Ausdehnung das Land nach Ablauf der Gewässer ungefähr 1 m hoch mit Schlamm, Schutt und Detritus bedeckt war.“

Die Geschwindigkeit der Fluten betrug 10 m in der Sekunde. Beim Heranrücken überstürzten sich die Schlammassen wie „hohe Mauern, die sich fortwährend nach vorn überschlugen“. Die zwischen Mulaló und Latacunga abgelagerten Gesteinsmassen berechnete P. Sodiro zu 62 500 Kubikmeter. Die Brücke von Baños passierten 43 000 000 Kubikmeter festen Materials. Nimmt man an, dass feste Bestandteile und Wasser zu gleichen Teilen die Schlammmasse zusammensetzten, so sind 44—45 000 000 Kubikmeter Gesteinsmasse und ebensoviel Eis auf der Süd- und Südwest-

seite vom Cotopaxi herabgeführt worden. Diesen Betrag hält Reiss für zu hoch geschätzt, da ein Brei aus gleichen Teilen Wasser und Schutt die geschilderten Verwüstungen nicht hätte anrichten können. Jeder Avenida entspricht nach Reiss ein Lavastrom.

Ablagerung der
Schlammströme.

Schlammströme ähnlicher Entstehung haben zur Quartärzeit auf Island mächtige vulkano-glaziale Ablagerungen geschaffen, die von Thoroddsen als „Palagonitformation“ zusammengefasst werden. Auch heute noch haben vulkanische Ereignisse unter der Inlandeismasse des Vatnajökull in den Jahren 1774, 1794, 1862, 1867, 1873, 1883 ein plötzliches Schmelzen grosser Eismassen verursacht und zu katastrophenhaftem Gletscherlauf geführt, der auf der Insel „Jökullhlaup“ genannt wird. Seine Sedimente sind Breccien und Tuffkonglomerate von chaotischer Struktur (Spethmann 43).

IV. Die pyroklastischen Gesteine (26).

Die pyro-
klastischen
Gesteine.

Die vulkanischen Lockerprodukte werden zu pyroklastischen Gesteinen, wenn sie durch Zement verkittet werden. Diese Gesteine spielen im Bau der Vulkane eine nicht geringere Rolle als die normalen Laven. Trotzdem sind sie in der Petrographie stiefmütterlich behandelt worden. Die Schuld liegt in erster Linie daran, dass die verschiedenen Gesteinstypen sich nicht so scharf umgrenzen lassen. Der Charakter der Gesteine und Ablagerungen ist wie bei echten Sedimenten ein schnell wechselnder.

In vielen Fällen ist die Genesis dieser Gebilde nicht leicht zu entziffern. Es lässt sich ein rein genetisches System der pyroklastischen Gesteine daher nicht aufstellen und morphologische Eigenschaften müssen zur Abgrenzung der einzelnen Gesteinstypen herangezogen werden.

Das Material, welches diesen klastischen Gesteinen zugrunde liegt, ist ausschliesslich oder doch der Hauptsache nach vulkanischer Herkunft. Es gibt auch klastische Gesteine, die sich aus eruptivem Material zusammensetzen und aus der sedimentären Aufarbeitung anstehender Eruptivgesteine hervorgegangen sind. Solche Gebilde, die Teall als epiklastische Produkte bezeichnet, sind hier völlig auszuschliessen. Die Bruchstücknatur, der klastische Charakter, muss ein durch den vulkanischen Vorgang selbst erworbener sein. Während bei den Laven die äusserliche Homogenität ein charakteristisches Merkmal ist, sind die pyroklastischen Gesteine durch ihre mehr oder weniger zutage tretende Heterogenität ausgezeichnet. Diese Gesteinsfamilie umfasst die vulkanischen Breccien und Tuffe im weitesten Umfang.

In diesem Sinne kann man mit Löwinson-Lessing (44) die Tuffe als Ablagerungen von vulkanischen Auswürflingen definieren, die auf hydrochemischem Wege nachträglich zementiert worden sind.

Petrographisch sind die pyroklastischen Gesteine aus denselben Mineralien und Gläsern zusammengesetzt, wie die Laven, welche bei der Eruption die Lockerprodukte geliefert haben. Man unterscheidet Quarzporphyrbreccien und -Tuffe, Trachyttuffe, Phonolithtuffe usw. Ein jedes Ergussgestein besitzt demnach seine eigene Breccien und Tuffe.

Nach der Natur des verkittenden Bindemittels kann man zwei grosse Gruppen pyroklastischer Gesteine unterscheiden.

I. Die Breccien im weitesten Sinn.

Die verkittende Masse ist das Magma, das Bruchstücke anderer Gesteine, Auswürflinge und sonstige Lockerprodukte aufgenommen und auf diese Weise seine Homogenität eingebüsst hat.

Einteilung der
pyroklastischen
Gesteine.

II. Die Tuffe im weitesten Sinne.

Feines Aschenmaterial tritt bei dieser Gruppe als Bindemittel auf. Die Verfestigung erfolgt durch hydrochemische Vorgänge, die nicht selten den ursprünglichen Zustand der Aschenteilchen weitgehend verändert haben.

I. Breccien usw.

Breccien.

Pyroklastische Gesteine durch Magma verkittet.

1. Eutaxite und Ataxite.

Den Übergang zur normalen, homogenen Lava bilden die Eutaxite und Ataxite. Darunter versteht Löwinson-Lessing heterogene Eruptivgesteine, deren verschiedene Elemente entweder bandartig -- Eutaxite -- oder regellos -- Ataxite -- mit einander verwoben sind.

Eutaxite and
Ataxite.

Es sind das breccienartige Laven primären Ursprungs. Die Lava hat im flüssigen Zustand das fremde Element, das sich gleichfalls in demselben Zustand befand, aufgenommen und so ihren heterogenen Charakter erworben.

Die Bildung kann in verschiedener Weise vor sich gehen. Entweder haben sich durch Differentiation zwei chemisch verschiedene Teilmagmen schlierig vermischt, oder die Heterogenität ist durch Einschmelzung fremder Gesteine zustande gekommen. Die letzte Ursache dürfte wohl bei weitem die häufigste sein.

Die Pipernolaven sind zu dieser Kategorie zu rechnen. Als Piperno bezeichnet man eigentümlich flammig gefärbte Trachytlaven von Pianura und Soccavo bei Neapel. Die flammigen Streifen verlaufen parallel zur Stromoberfläche. Ein anderes Beispiel ist die Taborlava auf Ischia.

Pipernolaven.

Unter dem Namen Tufflava hat Abich (45) ähnliche primäre Breccien vom Alagez beschrieben.

2. Vulkanische Reibungsbreccien.

Vulkanische
Reibungs-
breccien.

Scharfkantige Bruchstücke bereits verfestigter Gesteine werden von der aufdringenden feurigflüssigen Lava aufgenommen. Derartige Breccien verhalten sich wie normale Eruptivgesteine, erstarren wie diese unter säulenförmiger Absonderung.

Die eingeschlossenen Fragmente können petrographisch von derselben Art sein wie das einschliessende Gestein. Solche Porphyrbreccien sind z. B. eine häufige Erscheinung in der Bozener Gegend. Derartige Breccien sind auch in anderen Gesteinsfamilien oft beobachtet worden.

Die eingeschlossenen Fragmente können auch allogener Herkunft sein, nämlich Bruchstücke des durchbrochenen Untergrundes. Diese Breccien zeigen dann eine grosse Mannigfaltigkeit.

3. Agglomeratlaven.

Agglomerat-
laven.

In allen diesen Fällen sind die Fragmente fremder Natur im Schlot oder jedenfalls vor dem Durchbruch zur Oberfläche in das Magma hineingeraten.

Wenn Laven beim Fliessen Teile des Untergrundes, wie Aschen, Bomben, Schlacken in sich aufnehmen, so erlangen sie heterogene Beschaffenheit. Reiss hat diese Art von Reibungsbreccien als Agglomeratlaven bezeichnet. Im Gegensatz zu der vorigen Gruppe ist ihre Breccienatur auf der Erdoberfläche erworben. Ähnliche Reibungsbreccien entstehen, wenn ein neuer Lavastrom auf der Oberfläche von alter Blocklava entlang fliesst und so altes Material aufnimmt, oder wenn eine bereits gebildete Erstarrungskruste durch nachdringende, flüssige Lava wieder aufgebrochen wird.

4. Schweisschlacken, Schlackenagglomerate, Klumpenlava, Lavaklumpenströme (coulées discontinuées de Laparent) (46).

Schlacken-
agglomerate.

Den Übergang zu den lockeren Schlackenansammlungen bilden die Schlackenagglomerate oder Schweisschlacken. Die Schlacken werden im halbfesten Zustand vom Vulkan ausgeworfen und rollen den Hang herab. Sie backen zusammen, da sie sich noch nicht völlig verfestigt haben. Auf diese Weise werden Gebilde geschaffen, die der Blocklava nahe stehen, aber einen sehr viel mehr lockeren Zusammenhang als jene besitzen. Das Zement ist die noch weiche, glasige Oberfläche der Schlacken, das die einzelnen Fragmente zusammenklebt.

Reiss (42) hebt mit Recht hervor, dass derartige Schlacken-agglomerate nicht mehr den Namen Lavastrom verdienen.

5. Tuffagglomeratlaven.

Die Aufnahme von grösseren Tuffmassen durch aufsteigende Lava muss, worauf Vogelsang (47) aufmerksam macht, gleichfalls zu pyroklastischen Laven führen. In diesem Fall würden also Aschenmassen durch flüssige Laven verkittet werden. Derartige Breccien sind wenig untersucht. Löwinson-Lessing glaubt unter den Olonezer Augitporphyriten klastische Gebilde dieser Art erkannt zu haben.

II. Tuffe usw.

Tuffe.

Pyroklastische Gesteine durch Asche verkittet.

1. Vulkanische Konglomerate.

Werden gröbere Auswürflinge wie Blöcke, Bomben und Schlacken durch feine Asche verkittet, so entstehen Ablagerungen, die man als vulkanische Konglomerate bezeichnen kann.

Vulkanische Konglomerate.

Sie unterscheiden sich von den sedimentären Konglomeraten dadurch, dass ihre Elemente nicht durch den Transport im strömenden Wasser ihre Gestalt erhalten haben. Es sind also nicht Geschiebe oder Gerölle, welche zum Konglomerat zementiert werden, sondern primäre vulkanische Auswürflinge. Ihre Bombennatur lässt sich daran erkennen, dass ihre Einsprenglinge gegen die Peripherie an Grösse abnehmen und die glase Grundmasse mehr in den Vordergrund tritt. Mechanische Abreibungen der Fragmente fehlen zwar nicht ganz, da sie vor der geologischen Gestaltung auch Bewegungen erfahren haben können; allein sie bestimmen nicht die Form; das ist der wesentliche Unterschied. Die Struktur derartiger Ablagerungen ist eine regellose, chaotische. Vulkanische Konglomerate entstehen, wie bereits oben näher ausgeführt wurde, auf verschiedenem Wege. Gewöhnliche, vertikal gerichtete Eruptionen mit ihren aufsteigenden Eruptionswolken erzeugen derartige Ablagerungen, sie haben eine zum Eruptionszentrum periklinale Anordnung, die höchstens durch herrschende Winde beeinflusst werden kann. Die Dimensionen der Fragmente nehmen mit der Entfernung vom Ausbruchspunkt ab.

Ihre Entstehung durch aufsteigende Eruptionswolken.

Absteigende Eruptionswolken lassen ähnliche Ablagerungen zustande kommen. Sie besitzen mehr eine radial streifenförmige Ausbreitung und folgen mit Vorliebe bereits vorhandenen Tälern. Genetisch verschieden, aber äusserlich sehr ähnlich, sind die Ablagerungen der Schlammströme.

Desgl. durch absteigende Eruptionswolken.

In allen diesen Fällen spielen sich in der Asche oder in dem vom Wasser angerührten Schlamm hydrochemische Vorgänge im Laufe der

Desgl. durch Schlammströme.

Zeit ab, und schaffen damit durch ein Bindemittel zusammenhängende Konglomeratgesteine.

2. Lapilli- und Schlackentuffe, Agglomerat- und Brockentuffe.

Lapilli und
Schlackentuffe.

Werden vulkanische Lockerprodukte geringerer Grösse durch Aschenmassen verkittet, so entstehen die Lapilli- und Schlackentuffe, überaus verbreitete vulkanische Gebilde. Sie sind mit den Konglomeraten der vorigen Gruppe durch Übergänge innig verknüpft und wie jene verschiedener Entstehung.

Es können natürlich auch Auswürflinge verschiedener Art nebeneinander zu Tuffen vereinigt werden. Der bekannte, aschgraue Peperintuff des Albanergebirges bei Rom gehört in diese Kategorie: Dunkle, pfefferkornähnliche Fragmente treten aus der helleren Bindemasse hervor und verdrängen fast ganz das erdige Zement.

Vielfach werden diese Ablagerungen mit Lokalnamen belegt. So die als Backofensteine bezeichneten Trachyttuffe der Eifel, der Trass oder Duckstein des Brohl- und Nettetals, der Puzzolan oder Posilippentuff der Umgegend von Neapel, die Toska auf Teneriffa gehören zum Teil hierher, zum anderen Teil sind es bereits dichte Tuffe.

3. Kristalltuffe.

Kristalltuffe.

Eine besondere Art der Tuffe entsteht, wenn grössere Mengen intratellurisch gebildeter Kristalle ausgeworfen und von Asche verkittet werden. Derartige Kristalltuffe können unter Umständen mit einsprenglingsreichen Eruptivgesteinen verwechselt werden.

4. Aschentuffe (cinérites).

Aschentuffe.

Die Aschentuffe sind gewöhnlich dicht oder feingeschichtet. Sie bestehen aus den feinsten Auswurfmassen in Gestalt von glasiger Asche.

Manche Tuffe lassen noch die sehr charakteristische Aschenstruktur erkennen. Im Dünnschliff sieht man konkav-bogenförmige Glasdurchschnitte, von wirr gelagerten, feinsten Aschenteilchen umgeben. Daneben finden sich Kristalle oder vor allem Kristallsplitter. Bei älteren Tuffen ist gewöhnlich die ursprüngliche Glassubstanz durch andere Stoffe ersetzt und man beobachtet nur Pseudomorphosen nach den Glasscherben. Das leicht angreifbare Glas wird verändert und durch andere Substanzen ersetzt. Tonige und glimmerige Mineralien, Opal, Chalcedon, Quarz, Eisenoxyd, Karbonate, Zeolithe, Delessit und andere Stoffe mehr bilden sich neu und können das ursprüngliche Aussehen der Tuffe von Grund aus ändern.

Die Genesis der Tuffe ist ebenfalls eine sehr mannigfaltige. Ent-

weder werden die feinsten klastischen Produkte dort, wo sie niedergefallen sind, zu Tuffen verhärtet, oder bewegtes Wasser bewirkt eine Umlagerung.

III. Tuffite.

Anhangsweise ist noch eine dritte Kategorie von Tuffen zu besprechen, die den Übergang zu gewöhnlichen Sedimenten vermittelt. Diese Tuffe sind nicht rein pyroklastische Gesteine, sondern es tritt eine Vermischung vulkanischen und sedimentären Materials in verschiedenem Maßstab ein. Mügge (48) schlug vor, solche Mischgesteine epiklastischer und pyroklastischer Natur als „Tuffite“ zu bezeichnen.

Damit ist die Mannigfaltigkeit der pyroklastischen Gebilde erschöpft, denn Gesteine, die aus Tuffen durch dynamometamorphe Umwandlung hervorgegangen sind und nach Mügge als Tuffoide bezeichnet werden, gehören nicht mehr hierher.

In nachstehender Tabelle mögen die verschiedenen Typen pyroklastischer Gesteine noch einmal nebeneinander gestellt werden.

Pyroklastische Gesteine.

Natur des Zementes.	Natur der Fragmente.		
	Blöcke, Bruchstücke, Bomben, Schlacken.	Lapilli, Sande.	Asche.
Magma	I. Breccien 1. Eutaxite und Ataxite (Pipernolaven) 2. Vulkanische Breccien (Reibungsbreccien) 3. Agglomeratlaven 4. Schweisschlacken (Schlackenagglomerate.	Agglomeratlaven	Tuffagglomeratlaven.
Asche	II. Tuffe 1. Vulkanische Konglomerate a) Ablagerungen aufsteigender Eruptionswolken b) Ablagerungen absteigender Eruptionswolken c) Ablagerungen von Schlammströmen	2. Lapilli- und Schlackentuffe, Brockentuffe 3. Kristalltuffe	4. Aschentuffe
Gemischtes Material Asche und Sediment	Tuffite		

Tuffite.

Von anderen Gesichtspunkten (49) geht eine Einteilung der Tuffe aus, die von Walther, Branca u. a. aufgestellt worden ist. Sie berücksichtigt in erster Linie die besonderen äusseren Umstände, unter denen die Tuffablagerung zustande gekommen ist. Es werden unterschieden:

1. Trockentuffe: Der Aschenausbruch erfolgt auf dem trockenen Lande; es kommt dabei zu einer Schichtung. In der Luft vollzieht sich ein Sonderungsprozess, indem die schwereren Bestandteile zuerst niederfallen, die leichteren zuletzt.

Ganz ähnlich verhalten sich Tuffe, die durch Anhäufung vulkanischer Lockerprodukte aus submarinen Eruptionen auf dem trockenen Lande entstehen, wie der kampanische Tuff Deekes (vgl. S. 271).

2. Wassertuffe: Die Ablagerung der Klastika erfolgt im Meer oder im Binnensee durch einen Ausbruch unter Wasser. In der Nähe des Ausbruchspunktes setzt sich der Tuffschlamm ungeschichtet, in grösserer Entfernung davon geschichtet ab.

3. Sedimenttuffe: Die Aschen eines Ausbruchs auf dem trockenen Lande fallen in ein Wasserbecken. Abwechselnde Lagen von dichtem und porösem Material sind die charakteristischen Merkmale, da letzteres sich längere Zeit schwimmend erhält. Im übrigen gleichen sie den Wassertuffen.

4. Transporttuffe (Roth): Es sind durch fliessendes Wasser umgelagerte Tuffe.

5. Schlammuffe: Entstanden durch Ablagerung von Schlammströmen in der oben geschilderten Art.

Als weitere Gruppe wären

6. die Sedimente der absteigenden Eruptionswolken hinzuzufügen. Die Peperine gehören in eine der beiden letzten Gruppen.

Literatur.

1. J. J. H. Teall, Origin of banded Gneisses. Geol. Magazin 1887, S. 493. Teall unterscheidet epiklastische Gesteine, das sind Gesteine, die aus der sedimentären Aufarbeitung der an der Oberfläche anstehenden Felsarten hervorgehen, kataklastische Gesteine, nach Kjerulf, die ihre Trümmerstruktur durch dynamometamorphe Vorgänge erworben haben, und pyroklastische Gesteine, deren Zerkleinerung eine Folge des vulkanischen Vorganges selbst ist.

2. E. Kalkowsky, Über die Erforschung der archaischen Formationen. Neues Jahrb. f. Min. 1880, I, S. 4. Die Unterscheidung authigen (*αὐθιγενής*) und allothigen (*ἄλλοθι*) wurde von Kalkowsky vorgeschlagen.

3. K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig 1911.

4. E. Reyer, Theoretische Geologie. Stuttgart 1888.

5. K. v. Fritsch und W. Reiss, Geologische Beschreibung der Insel Teneriffa. Ein Beitrag zur Kenntnis vulkanischer Gebirge. Winterthur 1868.

6. A. Bergeat, Staukuppen. Neues Jahrb. f. Min., Festband, 1907, S. 310 bis 329, Tfl. XVI, 5 Textfiguren.
7. H. Simotomai, Der Tarumaiausbruch in Japan 1909. Zeitschr. Ges. für Erdkunde, 1912, S. 433—451.
8. G. Mercalli, Vulcani attivi della terra. Milano 1907.
9. Nach einer Angabe bei Mercalli (8).
10. C. E. Dutton, Hawaiian Volcanoes. U. S. Geol. Survey, 4. Ann. Rep. 1882—1883, S. 111.
11. K. Sapper, Der Matavanu-Ausbruch auf Savai 1905/06. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde 1906, S. 690.
12. A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche I. Stuttgart 1894, S. 436.
13. R. A. Daly, The Nature of volcanic action. Proceed. Am. Acad. of Arts and Sciences, 1911, Vol. 47.
14. A. Heim, Der Vesuv im April 1872. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 25, 1873, S. 39.
15. G. P. Scrope, On the Formation of Craters and the Nature of the Liquidity of Lavas. Quaterly Journ. 1856, 12, S. 326—350; — Über Vulkane. Übersetzt von K. A. v. Klöden. Berlin 1872; — J. W. Judd, Volcanoes what they are and what they teach. London 1910, 7. Aufl.
16. K. Sapper, Über isländische Lavaorgeln und Hornitos. Monatsbericht d. deutsch. geol. Ges. 61, 1910, S. 214—221; — Über einige isländische Vulkanreihen und Vulkanspalten. Neues Jahrb. f. Min. BB. 26, 1908, S. 18.
17. J. D. Dana, Characteristics of Volcanoes. London 1890, S. 85.
18. H. Reck, Isländische Masseneruptionen. Geol. paläont. Abh. von E. Koken. Jena 1910, N. F. Bd. IX, Heft 2, S. 48—49.
19. A. P. W. Thomas, Report on the Eruption of Tarawera and Rotomahana. Wellington 1888, 8°, 74 S., 2 Kart., 10 Taf. Ref. Peterm. Mitt. 1891. Literaturber. Nr. 1278.
20. R. D. M. Verbeek, Krakatau. Batavia 1886, S. 140—141.
21. F. Junghuhn, Java, seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart. Übersetzt von J. K. Hasskarl. 2. Bd. Leipzig 1857.
22. S. Sekiya und Y. Kikuchi, The Eruption of Bandaisan. Journ. of the College of Science of the Imp. University of Japan. 1889. III. Part II. p. 91 bis 172. 10 Tafeln; — E. Rudolph, Bericht über die vulkanischen Ereignisse während des Jahres 1894. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 16. 1897, S. 423.
23. K. Sapper, Die vulkanischen Ereignisse in Mittelamerika im Jahre 1902. Neues Jahrb. f. Min., 1904, I., S. 67.
24. A. Wichmann, Der Vulkan der Insel Una-Una (Nanguna) im Busen von Tomini, Celebes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 54. 1902, S. 144—158. 2 Fig.
25. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. III. Leipzig 1894, S. 641 ff.
26. J. Roth, Chemische Geologie. II. Berlin 1883, S. 373; — E. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. II. Freiburg 1907; sowie andere Lehr- und Handbücher der Petrographie und Geologie.
27. F. Heritsch, Über einige Einschlüsse und vulkanische Bomben von Kapfenstein in Oststeiermark. Zentralbl. f. Min., 1908, S. 297—305.
28. R. Brauns, Über Laacher Trachyt und Sanidinit. Sitzungsberichte der Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn. Naturw. Abteil. 1911, S. 1—27; — R. Brauns und J. Uhlig, Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. Jahrb. f. Min., BB. 35, 1913, S. 218, Taf. 5—13.

29. Y. Kikuchi, On Anorthite from Miyakejima. Journ. of the Coll. of Science Imp. Univ., Tokyo 1888, Vol. II., Part I., S. 31—47, Taf. 1.
30. C. Dölter, Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz 1882, S. 144 ff.; Petrogenesis. Braunschweig 1906, S. 147.
31. Gumbel, Vulkanische Asche des Ätna von 1879. Jahrb. f. Min. 1879, S. 859.
32. O. Lang, Vulkanische Asche vom Turrialba (Costarica). Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. 1875, S. 397—411.
33. A. Penck, Studien über lockere vulkanische Auswürflinge. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 30. 1878, S. 97—129, Taf. 5.
34. F. Omori, The eruption of Azumasan. Seismol. Journ. of Japan. 1894, Bd. 3, S. 1—22; zitiert nach Rudolph. Tscherm. Min. petr. Mitt., N. F. 16, 1897, S. 423.
35. Verbeek (vgl. 20) S. 127.
36. M. Kišpatić, Vesuviasche aus Kotor (Cattaro) in Dalmatien. Min. petr. Mitt., N. F. 25, 1906, S. 356—357.
37. R. Brauns, Vesuviasche an der Ostsee. Zentralbl. f. Min. 1906, S. 323.
38. A. Dollfus et E. de Mont Serrat, Voyage géologique dans les Républiques de Guatemala et de Salvador. Paris 1868, S. 340.
39. C. Gagel, Über die Bedeutung und Herkunft der westbaltischen untereozänen Tuff-(Asche-)Schichten. Zentralbl. f. Min. 1907, S. 680—688.
40. A. Lacroix, La Montagne Pelée et ses Eruptions. Paris 1904. Die umfangreiche Literatur über den Ausbruch des Mt. Pelé ist in dieser Monographie gesammelt; — A. Lacroix, Sur l'éruption du Vésuve et en particulier sur les phénomènes explosifs. Compt. rend. 142, 1906, S. 941—944.
41. K. Völzing, Der Trass des Brohltales. Jahrb. d. Kgl. Preuss. geologischen Landesanstalt und Bergakademie. 28, 1907, Berlin 1910, S. 1—56, Taf. 1—5.
42. W. Reiss, Geologisch-topographische Beschreibung in A. Young: Der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge; — Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere. Berlin 1902.
43. H. Spethmann, Vulkanologische Forschungen im östlichen Zentralisland. Neues Jahrb. f. Min. BB. 26, 1908, S. 388. Diese Arbeit gibt einen Überblick über die verschiedenen Auffassungen der isländischen Palagonitformation und stellt die Literatur darüber zusammen. Spethmann bezeichnet die chaotische Struktur der vulkanoglazialen Schlammstromablagerungen mit dem Lokalnamen Jökellöbstruktur, eine Bezeichnung, die zum mindesten überflüssig ist.
44. F. Löwinson-Lessing, Zur Bildungsweise der klastischen Gesteine. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 9, 1888, S. 528—535.
45. H. Abich, Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. Bd. 2, S. 358.
46. de Lapparent, Traité de Géologie. 1900, S. 406.
47. Vogelsang, Philosophie der Geologie. Bonn 1867, S. 173.
48. O. Mügge, Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. Neues Jahrb. f. Min. BB. 8, 1893, S. 535—721, Taf. 22—27, 10 Holzschnitte.
49. W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. 51. Stuttgart 1895, S. 192—210, enthält weitere Literaturhinweise.

XI. Kapitel.

Die Linear- und Arealeruptionen.

Nachdem im VIII. Kapitel die verschiedenen Typen von Oberflächen-eruptionen und ihre Verbindung mit den Intrusivkörpern der Tiefe festgestellt sind, ist es die Aufgabe dieses Abschnittes, die Morphologie und Genese derjenigen Äusserungen vulkanischer Kräfte auf der Oberfläche der Erde zu behandeln, welche dort eine linien- und flächenhafte Wirkung hervorbringen, das sind die Linear- und Arealeruptionen¹⁾.

Die vulkanische Decke oder die Eruptivdecke entsteht, wenn ein hinreichend leichtflüssiges Magma sich aus einer Spalte, die dem Gang unter den Intrusivformen entspricht, oder aus einem Lakkolith oder Batholith unmittelbar zur Oberfläche entleeren kann. Die Deckenergüsse oder Effusionen lassen sich demnach genetisch in zwei verschiedene Gruppen zerlegen.

I. Die Linear- oder Spalteneruptionen.

Spalteneruptionen liefern Deckenergüsse, die ihren Ausgang von einer Spalte nehmen und dementsprechend von einem Gang aus gespeist werden. Jeder Eruptivgang ist eine vom Magma erweiterte und ausgefüllte Spalte. Erreicht dieselbe die Erdoberfläche, so sind die Vorbedingungen für eine Spalteneruption gegeben.

Die Spalteneruption hat also einen Gang zum Vulkanherd. Die Anlage der Spalten wird meist durch tektonische Verhältnisse des Untergrundes vorgeschrieben sein. Doch wäre es falsch, ihre Entstehung nur auf tektonische Kräfte zurückführen zu wollen. Das aufdringende Magma wirkt entschieden dabei mit, doch ist es kaum möglich, den tektonischen und vulkanischen Anteil scharf zu trennen.

Die vulkanischen Oberflächengebilde, die sich über einer tätigen Spalte aufbauen, besitzen stets eine lineare Gruppierung. Sie sind gewöhnlich leicht zerstörbarer Natur. Es hat demnach das Studium der

¹⁾ Schneider schlägt für derartige vulkanische Bauten den Namen „pedionitische“ Vulkanformen vor.

Spaltenergüsse von vulkanischen Spalten auszugehen, die in der Gegenwart noch tätig sind. Das einzige Gebiet, in dem sich Spaltenergüsse noch in historischer Zeit in grösserem Masstab abgespielt haben, ist die Insel Island. Die dortigen Verhältnisse geben den Schlüssel zum Verständnis der viel umfangreicheren Spaltenergüsse der geologischen Vergangenheit.

Die isländischen Spaltenergüsse (1—6).

Die isländischen
Spaltenergüsse.

Übersicht über
den geologischen
Bau Islands.

Island ist ein Bruchstück einer etwa 4000 m mächtigen Basalttafel. Die frühesten Basalteruptionen mögen im Eozän stattgefunden haben. Seit dieser Zeit bis in die jüngste Gegenwart ist die Insel der Schauplatz eines regen Vulkanismus, welcher der Hauptsache nach basische Magmen gefördert hat.

Die massigen Basaltdecken werden unterbrochen durch mächtige Anhäufungen vulkanischer Lockerprodukte. Diese Formation von Breccien und Tuffen wird als Palagonitformation bezeichnet. Sie ist über ein rechtwinklig-dreieckiges Areal verbreitet, dessen Hypothenuse vom Kap Reykjanes zum östlichen Nordkap verläuft und dessen Spitze auf der Südostseite der grössten Inlandeismasse, des Vatnajökull, zu suchen ist.

Die Palagonitformation ist Ende Tertiär oder während der Eiszeit zur Ablagerung gekommen. Ihre Eruptionspunkte kennt man nicht. Sie zeigt deutlich Spuren glazialer Umarbeitung, wenn sie nicht selbst vulkanoglazialer Entstehung ist. Hellere, doleritische Laven, deren Oberfläche glazialgeschrämmt ist, liegen jedenfalls noch darüber. Die Ausbruchspunkte der präglazialen, tertiären Laven und selbst die der glazialen und interglazialen sind in ihrer grössten Zahl unbekannt und teilweise auch von den jüngsten Laven verdeckt. Die vulkanische Zone der quartären Glazialzeit verläuft etwa parallel zu der rezenten Vulkanzone. Es ist daher anzunehmen, dass die Spalten, welche die Lavenergüsse genährt haben, auch einen parallelen Verlauf besessen. Der heutige Vulkanismus der Insel ist auf eine schmale Zone eingeeengt worden, die sich innerhalb des Palagonitgebietes in einem Bogen aus dem Nordland zum Südland hinzieht und dort etwa der Palagonit-Doleritzzone folgt. Der tätige vulkanische Gürtel beginnt im Norden zwischen Axarfi und Skjálfandi und führt über das Gebiet des Myvatnsee durch die Odadahraunlavawüste und der westlichen Hälfte des Vatnajökull an die Südküste bis zum Kap Reykjanes (Rauchkap) und darüber hinaus etwa über 1100 km weit ins Meer.

Die tektonische
Beschaffenheit
des Unter-
grundes und die
Beziehungen
zum
Vulkanismus.

In Form staffelförmiger Grabenbrüche, die im Nordland von Nord nach Süd, im Südland von Nordwest nach Südost streichen, ist die Basalttafel eingesunken. In Zentralisland gehen beide Verwerfungssysteme durch Einschnenken ineinander über. Diese beiden tektonischen Rich-

tungen sind auch für den Verlauf der tätigen Spalten streng massgebend. Die tektonischen Bewegungen innerhalb dieses Gürtels sind sehr jugendlichen Datums und jetzt noch nicht abgeschlossen. Sie begannen erst in der Postglazialzeit, da die jüngsten geschrämmten Laven überall mit verworfen sind. Es bereitet sich auf diese Weise ein schalenförmiger Abbruch vor. Die grossen Buchten der Insel mögen auf gleiche Weise entstanden sein; man kann noch einen Schritt weiter gehen und sich die Zerstückelung der tertiären nordeuropäischen Basaltpanzerung auf diesem Wege vorstellen. Das Ausmass der sinkenden Bewegung des rezenten Vulkangürtels beträgt seit dem Postglazial nach Reck 700 bis 800 m. Gegen das Basaltgebirge ist derselbe im Tal des Skjálfandafjót um mindestens 600 m verworfen. Die Vulkanzone stellt demnach einen gewaltigen Grabenbruch, ein windschiefes Senkungsfeld, gegen Norden und Westen geneigt, dar. Bei dem Einbruch haben einzelne Teile, die eine besondere Festigkeit besaßen, die nach abwärts gerichtete Bewegung nicht mitgemacht und sind als horstartige Partien stehen geblieben; das Land dazwischen ist in Form grabenartiger Staffelbrüche abgesunken.

Die Horstpartien bestehen entweder aus massiger Lava (Tafelhorstberge) und sind zum Teil durch gradlinige Verwerfungen aus massigen Lavavulkanen als parallelipedische Basaltklötze mit steilen Wänden herausgeschnitten, wie Reck für den Dyngjufjöll (Haufenberg) in Zentralisland gezeigt hat. Der massive Lavavulkan mit seinem inneren, festen Gerüst und seiner Basaltachse besaß eine genügende Festigkeit, um einer Zerstückelung zu widerstehen. Oder aber es treten parallel zum Streichen der Verwerfungen langgestreckte Tuffrücken der Palagonitformation auf, deren Fuss Bruchlinien begrenzen. Auch sie haben einst Lavadecken getragen, doch ihre Lavabedeckung verloren.

Für das Auftreten der Vulkanspalten und — Ausbruchspunkte hat Reck folgende Gesetzmässigkeiten aufstellen können:

1. Die Ränder der Grabenbrüche bleiben vulkanfrei.
2. Die Ausbrüche folgen dagegen mit Vorliebe den die Horste begrenzenden Brüchen innerhalb der Grabenpartien. Diese Linien bestimmen besonders die tätigen Spalteneruptionen.
3. Die Vulkanspalte durchsetzt auch die horstartigen Tuffrücken oder Tafelhorstberge in ihren höchsten Erhebungen; dann sind aber die Hauptabbruchlinien am Fusse derselben vulkanfrei. In diesem Fall kann nur der seitliche Druck des Magmas in der tätigen Spalte, die den Horst durchschneidet, die begrenzenden Seitenspalten geschlossen haben. Daraus geht eine Tatsache von grosser Bedeutung hervor: wie die vulkanischen Kräfte eine klaffende Spalte öffnen können, vermögen sie andererseits auch Spalten zu schliessen.

Die Vulkanspalte.

Die
Vulkanspalte.

Das Ausgehende einer Vulkanspalte wird durch eine Reihe vulkanischer Gebilde gekennzeichnet, die je nach der Intensität der vulkanischen Kraftäusserung verschieden beschaffen sind und selbst bei ein und derselben Spalte in ihrem Verlauf sehr wechseln. Diese Gebilde verdienen ein erhöhtes Interesse. Thoroddsen, Sapper und Reek (1—5) haben sich um ihre Erforschung besonders verdient gemacht.

1. Die kraterlose, klaffende Vulkanspalte.

Sie stellt im extremen Fall einen klaffenden Riss der Erdkruste dar, aus der die Lava ruhig ohne Explosionserscheinungen in gewaltigen

Fig. 121.



Ansicht des NO-Endes der Eldgja. Nach Sapper.

Mengen zutage treten und sich in dünnflüssigem Zustand nach beiden Seiten in Gestalt deckenförmiger Ströme ergiessen konnte. Oberflächlich markiert sich ein derartiger Riss durch niedrige Schlackenwälle. Der Riss erweitert sich gelegentlich grabenförmig (vgl. Fig. 121).

Spethmann (6) nennt eine klaffende Spalte nach der isländischen Lokalbezeichnung Gjaspalte.

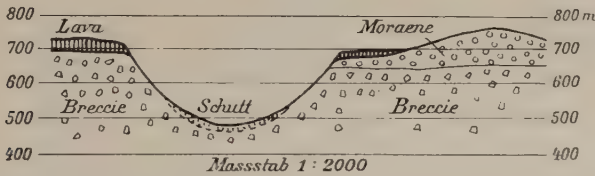
2. Der Explosionsgraben.

Den anderen extremen Fall stellt der Explosionsgraben dar. Hier sind es die explodierenden Gase gewesen, welche die Spalte aufrissen. Der Explosionsgraben entsteht aus einer grossen Zahl dichtgedrängter, linienhaft angeordneter Durchschlagsröhren und Explosionskratern.

Explosions-
graben.

Er ist eine steilwandige, oft sehr lange, schmale, wannenartige Vertiefung. Der grösste Graben dieser Art, 4.5 km lang, fand sich an der Eldgjáspalte am Berge Gjatindur; er erreicht stellenweise eine Weite

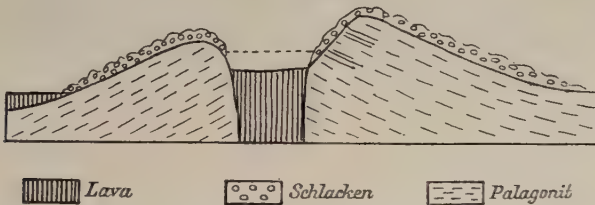
Fig. 122.



Profil durch den Explosionsgraben der Eldgjá, sw. vom Berge Gjatindur. Nach Sapper.

von 600 m und eine Tiefe von 270 m. Sapper (5) und Reck (4) haben obiges Profil (Fig. 122) feststellen können. Die Unterlage besteht aus Tuffbreccie, darüber befinden sich wechselnde Lagen von Lava und Schlacken bis zu 20 m Mächtigkeit. Der Boden ist mit Schutt bedeckt. Einige Hornitos erheben sich aus ihm. Der Fluss Nyidri Ofaera mit einem Nebenbach folgt dem Riss.

Fig. 123.



Erhebungskraterähnlicher Explosionsgraben an der Lakispalte. Nach Reck.

Einen Explosionsgraben mit Grabenrändern, die durch die vulkanische Kraft antikalinal aufgewölbt worden sind, sucht Reck an der Laki-spalte nachzuweisen (Profil Fig. 123). Er setzt dieses Gebilde mit Leopold von Buchs Erhebungskratern in Parallele. Nur ist hier die Aufwölbung nicht periklinal, sondern, dem Grabencharakter entsprechend, antikalinal. Die 300:400 m im Durchmesser betragende Vertiefung füllte ein Lavasee aus.

Zwischen diesen beiden extremen Typen der vulkanischen Effusions- und Explosionsäusserung grösster Intensität schieben sich die übrigen schwächeren Äusserungen der Spaltentätigkeit ein.

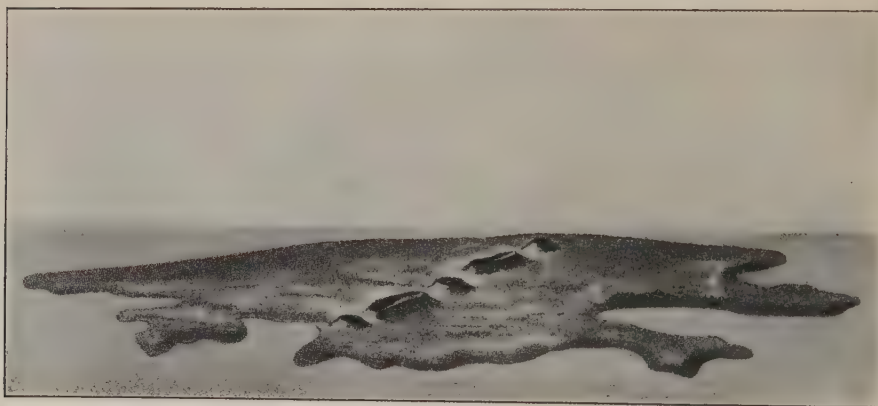
3. Die Kraterreihen.

Kraterreihen.

Das Ausgehende der Spalte wird durch zahllose Krater angezeigt, welche in wechselnden Abständen einander folgen und die Richtung der Spalte einhalten. Die Gestalt dieser Krater ist eine mannigfaltige. Gewöhnlich sind sie in der Richtung der Spalte gestreckt. Das Material des Kraterwalles besteht aus Schlacken, die im plastischen Zustand ausgeworfen sind und zusammenbacken. Die Böschungen dieser Schweiss-schlackenkegel sind häufig steiler als bei entsprechenden Bildungen aus Lockermaterialien.

Aus diesen Kratern floss die Lava in Form von Strömen aus. Häufig findet man im Grunde derselben einen Lavasee. Doch nicht immer fließt die Lava stromförmig aus. Für den Eruptionsmechanismus

Fig. 124.



Schematische Darstellung einer Spalteneruption. Nach von Knebel-Reck.

besitzt der oben bereits erwähnte Kratersee in dem erhebungskraterähnlichen Graben der Lakispalte ein ganz besonderes Interesse dadurch, dass Reck ein Zurückfließen der Lava zur Tiefe bei ihm sicher nachweisen konnte. Der betreffende Lavasee besass keinen Abfluss, dagegen von zwei benachbarten höher gelegenen Kratern einen oberflächlichen Zufluss von Lava. Lavamarken am Rande zeigen, dass der Spiegel um 10 m höher gestanden hat. Das zuströmende Magma kann also nur in die Tiefe zurückgeflossen sein.

Diese Schweisschlackenkrater repräsentieren den effusiven Typus. Daneben finden sich aber auch typische Explosionskrater, die Lavaströme nicht ergossen und nur Lockerprodukte gefördert haben.

Die Spalteneruption ist demnach innig mit Zentraleruptionen verknüpft und mit ihnen durch allmähliche Übergänge verbunden.

4. Spalten mit einzelnen grossen Zentralkegeln.

Noch weiter nähert sich die Spalteneruption der Zentraleruption, wenn einzelne der über der Spalte sitzenden Ausbruchspunkte ihre Tätigkeit länger behaupten. Dieselben Kanäle dienen dann dem Magma immer wieder zum Austritt. Über derartigen, konstant tätigen Röhren bauen sich grössere Einzelvulkane mit der Zeit auf. Sie sind, der Spalte entsprechend, reihenweise angeordnet. Dicht beieinanderliegende Vulkankegel können auf diese Weise miteinander verschmelzen. In Island ist der bekannteste Vulkan Hekla ein Beispiel für eine derartige Spalten-tätigkeit.

Spalten mit einzelnen grossen Zentralkegeln.

Anordnung der Krater und Gräben über einer Vulkanspalte.

Die effusive und explosive Facies der Spalteneruptionen stehen in einem bestimmten Abhängigkeitsverhältnis zu einander, wie Reek zeigen konnte. Der Abschnitt der Spalte, in dem vorzugsweise sich die effusive Facies äussert, die Zone der Massenergüsse, umfasst den mittleren, grössten Teil der Spalte. Wo es zum Erguss vom Magma in grösseren Mengen gekommen ist, treten die Schlackengebilde zurück. Massenergüsse und Schlackenauswurf stehen also in umgekehrtem Verhältnis zu einander. Macht sich die explosive Facies in den mittleren Partien geltend, so schafft sie dort stets explosionsgrabenartige Gebilde.

Anordnung der Krater und Gräben über einer Vulkanspalte.

Lockermaterialien werden aus Explosionskratern an den beiden Enden der Spalte ausgeworfen.

Es lassen sich, um die Gesetzmässigkeiten zusammenzufassen, bei einer normal verlaufenden Spalte demnach drei Zonen unterscheiden, die nicht scharf von einander getrennt sind und allmählich ineinander übergehen, nämlich:

1. Zone der Lockerprodukte.

Hier äussert sich die vulkanische Kraft am wenigsten intensiv. Das Magma bleibt in der Tiefe stecken. Es kommt nur zu einer explosiven Betätigung. Diese Zone umfasst die beiden Enden der Spalte.

2. Zone des Schlackenauswurfs.

Das ausgeworfene Material sind Schweisschlacken. Diese Zone leitet allmählich zum Gebiet der stärksten vulkanischen Intensität hinüber.

3. Zone der Massenergüsse.

Sie umfasst die zentralen Partien der Spalte. Explosionserscheinungen schaffen hier den Explosionsgraben.

Die Vulkanspalte verläuft nahezu gradlinig. Sie kann gelegentlich von der anfänglichen Richtung sprungweise abweichen, um dann in paral-

Verlauf der Vulkanspalten.

leler Richtung ihren Weg fortzusetzen. Stellen sich ihrem Verlauf oberflächliche Hindernisse entgegen, so kann ein Ausweichen eintreten oder die Spalte überwindet das Hindernis. In diesen Fällen kann die obige Zonenverteilung nicht unerhebliche Modifikationen erleiden.

Ausweichen der
Spalten an
Hindernissen.

Die berühmte Lakispalte ist ein treffliches Beispiel für das Ausweichen einer Vulkanspalte an einem oberflächlichen Hindernis. Dasselbe ist der 200 m höhere Berg Laki, ein aus alten Tuffen und Breccien aufgebautes, längliches Bergmassiv, das mit seiner Längserstreckung senkrecht zur Spalte steht. Die niedrigen Palagonitrücken im Osten und Westen des Berges werden zwar überwunden, nicht aber der Berg selbst. Auf der Höhe des Berges finden sich kürzere oder längere, geknickte Spalten, von denen die wenigsten klaffen. Ein Grabenbruch teilt den Berg in zwei Hälften. Seine Oberfläche ist frei von vulkanischen Ausbruchsgeländen. Diese gehen vielmehr im Bogen nördlich um den Berg herum und stellen die Verbindung zwischen der südwestlichen und nordöstlichen Kraterreihe her. Der Berg trennt auf die Weise zwei Eruptionszentren, die aber ein und derselben Spalte angehören. Zu beiden Seiten des Hindernisses schiebt sich in die Zone der Massenergüsse eine Zone von Schweisschlackenkegeln ein. Die Spalte zeigt einen zum Berge Laki symmetrischen Bau, indem die südwestliche und nordöstliche Reihe in der gesetzmässigen Folge der Oberflächengebilde sich spiegelbildlich entsprechen.

Überwindung
von
Hindernissen.

Ein Beispiel für den zweiten Fall, dass eine Vulkanspalte alle Hindernisse überwindet und ohne Rücksicht auf die Geländebeschaffenheit die gerade Richtung 30 km lang behauptet, ist die Eldgjáspalte. Sie ist durch das Hervortreten der explosiven Phase und die Ausbildung langer Explosionsgräben ausgezeichnet.

Vulkanspalten
mit heterogenem
vulkanischen
Material.

Abweichungen von dem regelmässigen Bau einer Vulkanspalte treten ferner ein, wenn das Magma, welches die Spalte zum Austritt benutzt hat, im Laufe der Zeit seine chemische Zusammensetzung wechselt. Auf der Landmanna-Afsjettur sind, wie Thoroddsen und Sapper gezeigt haben, liparitische Magmen neben basaltischen Lavaströmen aufgedrungen. Schon an dem Aufbau des Untergrundes beteiligen sich Liparite und Basalte. Die Spalte verläuft gradlinig von nordnordöstlicher nach süd-südwestlicher Richtung und zerfällt strenggenommen in zwei Hälften, die durch eine Verwerfung getrennt sind. Die liparitischen Laven sind auf den südlichsten Teil beschränkt. Aus einer kraterähnlichen, mit doppeltem niedrigen Schlackenwall umgebenen Vertiefung in zwei senkrecht zueinanderstehenden, spaltenförmigen Gräben, welche die Kraterwand durchbrechen, entquillt die liparitische Námshraunlava.

Etwas weiter südlich davon entspringt an drei Ausbruchspunkten bei einem liparitischen Breccienhügel die liparitische Laugarhraunlava. Zwei

Name	Verlauf	Länge	Lavabedecktes Areal	Volumen der Lava	Ausbruchsdaten	Bemerkungen	Autor
I. Halbins. Reykjanes							
Stamparspalte . .	NO—SW	km				Im Verlauf einer einzigen Eruption entstanden, seitdem untätig	Reck
Eldvörrp	"	10				Zu verschiedenen Zeiten Lavaergüsse	Thoroddsen
Ögmundarhraun .	"				1340	Zwei grosse Spalten mit über 100 Einzelkratern	Thoroddsen, Sapper, Reck
Trölljadyngiaspl.	"					Krater mit grösseren Abständen	
Brennisteinsfjöll .	"	20			1340, 1389—1390	Solfatarentätigkeit	Thoroddsen
II. Südland							
Heklakette . . .	"		523 qkm	Strom von 1845 0,432 cbkm	Vom Hekla sind seit 1104 zahlreiche Ausbrüche bekannt. Noch tätig	Spalte mit einem konstanten Ausbruchspunkt (Hekla)	Thoroddsen
Krakatindurspalte	"	1,5	Namshraun 4 qkm Langahraun 3 "	0,08 cbkm 0,15 cbkm	1878 Ausbruch unbekannt. Noch Solfatarentätigkeit auf d. liparit. Lavefeld	Lavaansfluss unbedeutend	Sapper
Landmanna-Afrjettur	"					Auf der Spalte sind liparitische Magmen im Süden, basaltische im Norden emporgedrungen	Thoroddsen, Sapper, Reck
Eldgja	"	30	693 qkm	9,325 cbkm	930—950 u. in vorhistor. Zeit	Vorherrschend explosive Betätigung	Thoroddsen, Sapper, Reck
Lakispalte	"	30	Lava v. 1783: 12,320 cbkm Lockernmat. v. 1783: 3cbkm Lava nach Schätzung v. Helland: 27 cbkm	Anfang d. 10. Jahrh. 1783		Grosse Spalte, durch den Berg Laki in eine Nordost- und Südwesthälfte geteilt	Thoroddsen, Sapper, Reck
III. Nordland							
Sveinagja	N—S	25		0,3 cbkm	1875	Zwischen den Ausbrüchen der Sveinagja und der Askja besteht ein bemerkenswerter Synchronismus. Die Spalte hat nur basaltische Lava gefördert, während durch die Askja explosiv liparitische Bimssteine ausgeworfen wurden. Der Niveaunterschied zwischen beiden beträgt 600 bis 700 m.	Thoroddsen, Reck
Leirhnukrspalte .	"	35		Vorhistorische Zeit: 3—4 cbkm 1725—1729; 1,018 cbkm	Vorhist. Ausbrüche 1725—1729	Die Spalte ist auf weite Strecken ein klaffender Riss. Im Zusammenhang mit der Spalten-tätigkeit steht der Ausbruch des Krafia am 17. Mai 1724. (Bildung des Explosionskraters Viti, der liparitische Bomben, den sogenannten Krablit, ausgeworfen hat)	Thoroddsen, Reck

Ströme vereinigen sich zu einem wildzerklüfteten Lavafeld, das zur Zeit des Sapperschen Besuches, im Sommer 1906, noch Fumarolentätigkeit mit Temperaturen von $90-96^{\circ}$ aufwies, also ein sehr jugendliches Gebilde sein muss. Ausbrüche sind nicht bekannt geworden. Reck weist darauf hin, dass die liparitischen Ausbruchspunkte hier 150 bzw. 270 m höher liegen als die basaltischen. Das leichtere liparitische Magma ist in einem höheren Niveau zutage getreten als die schwere Basaltlava.

Eine etwas andere Deutung gibt Thoroddsen(1) diesem Liparitvorkommen. Im Gebiet des Torfajökull sind die Liparite weitverbreitet. Sie entstammen nach seiner Ansicht dem flüssigen Magma eines Lakkolithen jugendlichen Alters. Die Liparite der Spalte sind parasitäre Abkömmlinge des Torfajökull-Liparits. Dann wäre ihre Lage in der Verlängerung der Basaltspalte nur eine zufällige. Möglich ist aber auch in diesem Fall ein unterirdischer Zusammenhang zwischen Spalte und Lakkolith. Vgl. die dem folgenden Kapitel beigegebene Übersichtskarte von Island nach Thoroddsen und von Knebel-Reck (Fig. 131).

Die umstehende Übersicht gibt nur die wichtigsten und in irgend einer Beziehung besonders bemerkenswerten Spalten an. Die Spalten sind auf Island sehr weit verbreitet.

Die Ausbrucherscheinungen bei einer Spalteneruption.

Die Lakieruption 1783.

Über die grosse Spalteneruption von Laki vom Jahre 1783 liegen eingehende Berichte vor. Bei der nachfolgenden Beschreibung der Ausbrucherscheinungen werde ich der Darstellung von Reck (4) folgen.

Die erste Phase der Ausbruchperiode wurde durch Erdbeben eingeleitet. Am 8. Juni 1783 begann unter heftigen Detonationen der Aschenauswurf auf der südwestlichen Hälfte der Spalte allein. Über der Spalte lag eine schwarze Aschenwolke, aus der einzelne Säulen erkennbar waren. Es waren also mehrere Ausbruchspunkte der Spalte gleichzeitig tätig. Schon am nächsten Tage machte sich Feuererschein bemerkbar. Es war Lava zutage getreten; der reissende Gletscherfluss Skaptá begann zu versiegen. Am 12. kam der Lavastrom das enge Flusstal herab, füllte es in seiner Breite von 200 m aus und legte an einem Tage 15 km zurück.

Die zweite Phase begann am 13. Juni mit Explosionen. 22 Feuersäulen sah man von der Lakispalte aufsteigen und ein zweiter Lavastrom floss über das Südland.

Die dritte Phase begann nach kurzer Ruhepause am 26. Juni und förderte nach drei Tagen wieder einen grossen Lavastrom. Damit er-

Die Ausbruch-
erscheinungen
bei Spalten-
eruptionen.

Lakieruption
1783.

losch die Tätigkeit auf der Südwestspalte. Es trat eine einmonatliche Pause ein.

Die vierte Phase setzte auf der Nordostspalte ein. Am 14. Juli begannen die Explosionen, am 30. Juli erschien die erste Lava. Am 9. August war der Höhepunkt erreicht. Strom auf Strom wälzte sich durch das Tal des Hverfisfljót herab. Im August und September liessen die Erscheinungen nach.

Die fünfte Phase setzte am 26. September mit kleineren Eruptionen ein. Am 25. Oktober erfolgte eine gewaltige Explosion, die fünf Tage anhielt; dann ergoss sich ein glühendes Lavameer und lieferte gewaltige Magmamassen, die sich mit den Lavaeruptionen der vorangehenden Phasen messen lassen. Hatten die vorangehenden Magmamassen das Tal des obengenannten Flusses bereits überschwemmt, so erhöhte sich der Boden durch jene einzige Magmaflut noch um die Hälfte.

Die Eruption schreitet auf der Spalte von Südwest gegen Nordost vor. Der einmonatlichen Pause zwischen der dritten und vierten Phase bedurfte die Eruption, um das Hindernis des Berges Laki zu überwinden. Nachdem dies geschehen, setzte die Tätigkeit auf der Nordostspalte ein.

Der Sveinagjaausbruch 1875.

Der Sveinagjaausbruch im Jahre 1875 gewinnt für den Mechanismus der Extrusion auf Spalten durch den Umstand eine besondere Bedeutung, dass im Zusammenhang damit zu gleicher Zeit in der Askja sich Zentraleruptionen abgespielt haben. Re c k (4) hat diese Eruption eingehend studiert. Die Askja (Kiste, Kasten) ist nach seiner Auffassung eine Einbruchskaldera innerhalb des vulkanischen Horstgebirges Dyngjufjöll in Zentralisland. Sie besitzt einen nahezu viereckigen Umriss mit abgerundeten Ecken.

Sveinagja-
ausbruch 1875.

Im Jahre 1874 kündeten Erdbebenerscheinungen im zentralen und östlichen Island an, dass sich vulkanische Ereignisse vorbereiteten. Gegen Ende des Jahres nahmen die seismischen Phänomene an Intensität zu. Am 2.—3. Januar 1875 fand eine Eruption der südlichen Krater in der Askja statt, der Einbruch der „Knebelcaldera“ in der Südostecke bereitete sich vor.

Am 28. März begann die Tätigkeit der Sveinagja in den mittleren Teilen mit der Förderung basaltischer Laven. Am 10. März trat die nördliche Kraterreihe der Spalte in Aktion und lieferte gleichfalls basaltische Lava.

Am 29. März fand wiederum eine Explosion in der Askja statt, die den „Rudloffkrater“ aussprengte. Diese lieferte liparitische Bimsstein- auswürflinge. Die Druckentlastung, welche die Folge dieses Ereignisses war, verursachte an diesem Tage den Einbruch der benachbarten Knebel-

caldera. Gleichzeitig begann die Basalterruption der südlichen Kraterreihe der Spalte. Im August war der Höhepunkt der Tätigkeit dort erreicht und der Basaltausfluss von stärkeren explosiven Erscheinungen begleitet.

Die Spaltenergüsse der Insel Lanzarote (7—10).

Spaltenergüsse
der Insel
Lanzarote.

Historische Spaltenergüsse haben sich noch an einer anderen Stelle abgespielt und zwar auf Lanzarote, einer Insel der Kanarengruppe.

Durch Leopold v. Buch (7 u. 10), Hartung (8), v. Fritsch und Sapper (9) sind wir über den Bau der Insel hinreichend genau unterrichtet; die Nachrichten über die bemerkenswerten Ausbrüche der Jahre 1730—1824 sind von L. v. Buch gesammelt worden. Sie sind leider nicht so vollständig, um ein genaues Bild des Vorganges zu entwerfen.

Die ältere Basaltformation baut den Sockel der Insel auf. Sie besteht aus einer flachgeneigten Tafel von Basaltdecken und wechsellagernden Schlackenschichten, durchsetzt von Gängen. Die Erosion hat bereits stark zerstörend gewirkt und im Relief der Insel sind ihre Gebilde an den reifen Tälern leicht erkennbar. Die jüngere Basaltformation liegt darüber. Sie besitzt deutliche Ausbruchskegel, Krater und Lavaströme, darunter auch einige Vulkanspalten, die, wie in Island, durch reihenweise angeordnete Ausbruchspunkte sich kennzeichnen.

Die Vulkanspalte Ricadero—Monte Blanca lässt sich 12 km in ost-nordöstlicher Richtung durch die Mitte der Insel verfolgen. Eine zweite, gleich lange Vulkaneihe, sprungweise nach Norden verschoben, ist die Reihe Monte Guatisea—Mina—Charco. Ihr Streichen ist annähernd dasselbe.

Die jüngste Basaltformation ist durch die grosse Ausbruchsperiode, die mit dem 1. September 1730 begann, geschaffen worden. Sie beschränkt sich im wesentlichen auf den westlichen Teil der Insel und rührt von einer grossen Spalte her, die W 20° S—O 20° N streicht, also den vorher erwähnten älteren Spalten ziemlich parallel verläuft. Einzelne Ausbruchszentren finden sich ausserdem in grösserer Entfernung von dieser Hauptachse. Sapper hat diese Gebilde topographisch aufgenommen.

Nördlich von der Hauptspalte verläuft eine kurze, nach Osten streichende Spalte. Sie beginnt mit dem 480 m hohen Monte Támara und verläuft zu dem Ausbruchsgelände, das 1824 vom 31. Juli—15. September entstanden ist. Den Beginn der Hauptspalte, die sich streckenweise zu einer Spaltenzone erweitert, kann man von dem sichelförmigen Krater La Cardona an rechnen. Vielleicht reicht sie noch weiter nach Norden. Monte Ortiz, Monte de Tingafa, Caldera de Fuencaliente, der grösste Explosionskrater, bezeichnen ihren Verlauf. Ferner folgt die Montaña de Fueva mit einer grossen Caldera, die heute noch Anzeichen ihrer

einstigen Tätigkeit verrät, ferner die Calderas occidentales. Explosionskrater, Schlackenkrater, Calderen mit Lavaseen haben sich über der Spalte aufgebaut. Die Eruptionen 1730—1736 haben nicht nur grosse Lavafluten erzeugt, die sich nach beiden Seiten ergossen und zu gewaltigen Lavafeldern und Strömen erstarrten, die Spalte hat auch beträchtliche Massen Lockerprodukte geliefert. Es ergibt sich also das gleiche Bild, das von den isländischen Spalteneruptionen entworfen werden konnte.

Spaltenergüsse der Insel S. Jorge, Azoren (10—11).

Auf der 50 km langen und 4—5 km breiten Insel haben sich ^{Spaltenergüsse der Insel} Spaltenausbrüche in den Jahren 1580 und 1808 zugetragen. Auch war ^{S. Jorge, Azoren.} die Eruptionsphase gemischt, teils explosiv, teils effusiv. Neben grossen Mengen von Lockerprodukten floss eine sehr dünnflüssige Lava aus. L. v. Buch (10) berichtet, dass sich Spalten öffneten und auf dem Boden der Spalten 12—15 kleine Krater ihre Tätigkeit aufnahmen. Die beiden Ausbrüche sind deshalb besonders lehrreich, weil sie zeigen, dass absteigende Eruptionswolken auch in Gefolgschaft von Spaltenergüssen eintreten können.

Spaltenergüsse auf Sawaii, Samoa.

Nach Friedländer (12) wird die rhombenförmige Insel Sawaii (vgl. Karte Fig. 125) in der Richtung ihrer grössten Achse von einer Vulkanspalte von Westen nach Osten, von Faleolupo bis Iva, nördlich vom Vorgebirge Tafua durchsetzt. Ihr Verlauf ist durch Eruptionskegel und Lavaseen gekennzeichnet. Dieselbe ist in historischer Zeit an einzelnen Stellen tätig gewesen, zuletzt im Jahre 1902.

Der jüngste Matavanuausbruch liegt dagegen nördlich und steht mit der Spalte nicht in offenkundigem Zusammenhang. Dagegen ist das Lavafeld von Aopo „Ole Mu“ um das Jahr 1800 der Spalte entfloßen.

Die Eruption des Tarawera 1886 (13—15).

Eine Spalteneruption anderer Art, bei der die effusive Phase vollständig zum Wegfall kam, ist der bekannte Ausbruch des Tarawera auf Neuseeland in der Taupozone im Jahre 1886. Der Tarawera war ein langgestreckter Bergrücken ohne Krater mit drei Gipfeln, Wahanya, Ruawahia (1097 m) und Tarawera. An seinem Südwestabhang zog sich die berühmte „weisse und schwarze Terrasse“ mit dem heissen See Rotomahana und zahlreichen Geysiren und Sinterterrassen hin. Den Untergrund baut ein saures, liparitische Gestein auf. Durch den Ausbruch zerbarst der Berg buchstäblich der Länge nach in zwei Hälften. Die Spalte tritt aus dem Bergmassiv heraus und durchquert mit einem mehr

Explosive
Spalteneruption
des Tarawera.

nach Westen gerichteten Verlauf das berühmte Geysirgebiet von Rotomahana bis zum Okarosee. Ihre Längenerstreckung beträgt im ganzen 14,5 km.

Heftige Dampfexplosionen auf dem Geysirfeld und Erdbeben leiteten die Katastrophe bereits 1885 ein. 10 Minuten nach 2 Uhr morgens am 10. Juni 1886 begann die Eruption mit einer Explosion auf dem Wahanyagipfel, wenige Minuten später folgte der mittlere Gipfel Ruanahia und nach einem kurzen Zwischenraum auch der Tarawera selbst. Nach zwei Stunden barst der Berg und noch vor 4 Uhr morgens brach die Rotomahanaspalte unter gewaltigen Explosionen in ihrer ganzen Länge von $14\frac{1}{2}$ km auf. Sie verlief quer über die Geysirterrasse bis zum Okarosee.

Gewaltige Mengen lockerer Produkte wurden gefördert. Nach Thomas (15) wurde dabei ein Gebiet von 15820 qkm 2—10 Dezimeter hoch bedeckt. 10 km hoch stieg die Explosionswolke.

Das ausgeworfene Material war in der Hauptsache altes: Bruchstücke des Untergrundes und liparitische Aschenmassen. Black- und Echokrater am westlichsten Ende der Spalte dagegen haben grössere Mengen Schweisschlacken augitandesitischer Natur ausgeschleudert. Diese Tatsache zeigt, dass ein augitandesitisches Magma auf der Spalte aufgedrungen war, ohne jedoch als Lava die Oberfläche zu erreichen. Es war die Ursache des Ausbruchs. Seine hochgespannten Gase haben das alte liparitische Material des Untergrundes herausgeschleudert. Die berühmte Sinterterrasse wurde bei dieser Gelegenheit zerstört. In der Spalte sind zahlreiche Explosionskrater aneinander gereiht, darunter auch grabenartige Krater (Explosionsgräben). Fig. 126.

Spalteneruptionen sehr zähflüssiger Magmen auf Hokkaido (16).

Die bisher betrachteten Spalteneruptionen haben entweder dünnflüssige Laven oder Explosionsprodukte geliefert. Aus Hokkaido beschreibt Friedländer (16) einen dritten Fall, bei dem durch eine Spalteneruption in historischer Zeit ein fast festes Magma hypersthenandesitischer Zusammensetzung zur Oberfläche gelangt ist.

Der Vulkan Usu-dake besitzt zwei Krater, aus denen sich massive Andesitdome emporwölben; dieselben sind durch eine von Osten nach Westen gerichtete Spalte verbunden. Der Westdom erhebt sich 200 m, der Ostdom 400 m über den Kraterrand, beide werden durch einen 80 m hohen Andesitgang verbunden; derselbe hat in den letzten 30 Jahren seine Höhe geändert und ist wenigstens in seinen westlichen Teilen in langsamer Bewegung begriffen. Der nördliche Teil des Ost-

domes ist wahrscheinlich im Jahre 1858 längs einer Verwerfung um 20 m abgesunken. Bei dem letzten Ausbruch des Jahres 1910 hat sich an der Nordseite der Eruptionsspalte ein Terrainstreifen von 3 km Länge und $\frac{3}{4}$ km Breite in einer Zeit von 100 Tagen um 155 m gehoben.

Vorausgesetzt, dass die von den Einheimischen behauptete Bewegung des Ganzen nicht auf einem Irrtum beruht, hätten wir hier den einer Quellschalenbildung analogen Fall eines Spaltenausbruchs vor uns. Am Eniwadake scheinen ähnliche Verhältnisse vorzuliegen.

Fig. 126.



Explosionsgraben des Tarawera. Juni 1886. Nach Mercalli.

Zusammenfassung.

Zusammen-
fassung.

Die behandelten Beispiele reichen aus, ein Bild von dem Wesen der Spalteneruption zu entwerfen. Es springt zunächst die Tatsache ins Auge, dass die Spalteneruptionen unter den zahlreichen Ausbrüchen der Gegenwart nur selten vertreten sind. Die Gebiete, in denen sie vorkommen, sind Gegenden besonders intensiver vulkanischer Kräfteäusserung, wie z. B. Island. Die Spalteneruption setzt demnach einen höheren Intensitätsgrad des Vulkanismus voraus als die Zentraleruption.

Da der rezente Vulkanismus im Vergleich mit dem der Vergangenheit sich in sehr viel abgeschwächteren Formen abspielt, erklärt sich

daraus auch die verhältnismässige Seltenheit der Spaltenergüsse in der Gegenwart.

Die über einer Spalte reihenweise angeordneten Eruptionszentren lehren, dass mit der Lineareruption auch die Zentraleruption innig verknüpft ist.

Es ist bei der Spalteneruption der Gegenwart nicht nur der rein effusive Typus zur Entwicklung gelangt, sondern auch der explosive Typus, der zur Zentraleruption führt, beteiligt sich in hervorragendem Maße an der Erscheinung. Die Taraweraeruption stellt sogar einen extremen Fall dar, bei welchem die effusive Phase überhaupt nicht mehr zur Entwicklung gelangt ist.

Wenn auch unter den Förderprodukten massige Lavenergüsse, die ungeheure Lavafelder erzeugen, stark vorherrschen, so fehlt es jedoch nicht an Lockermaterial.

An eine bestimmte Magmaart ist die Spalteneruption nicht gebunden. Saure und basische Laven sind durch dieselbe zutage getreten. Zwar herrschen letztere vor, das hängt aber damit zusammen, dass saure Laven überhaupt sehr viel seltener heute zur Eruption gelangen.

Ein und dieselbe Spalte kann verschiedene Magmen liefern. Das leichtere Magma pflegt dann in einem höheren Niveau zutage zu treten.

Die Gasmassen entweichen zuerst und allein an den Enden der Spalte, sowie an ihren höchsten Stellen. Der Lavaausfluss spielt sich mehr in den mittleren Teilen und in tieferen Niveaus ab.

Die Spalte kann sich infolge der Eruption erst bilden und mit diesem ersten und einzigen Ausbruch ihre Tätigkeit für immer beendigen. Andere Spalten wieder sind mit Unterbrechungen lange Zeiten hindurch hin und wieder aktiv. Der Ausbruch setzt an einer bestimmten Stelle derselben ein und rückt im Laufe der Tätigkeit weiter. Es braucht die Spalte nicht in ihrer vollen Erstreckung gleichzeitig in Eruption zu stehen.

Der Explosionsphase folgt die Effusionsphase. Diese beiden schaffen eine Mannigfaltigkeit der vulkanischen Oberflächengebilde über der Spalte, die hinter derjenigen der Zentraleruption nicht zurückbleibt.

Die Kraft, mit der eine Vulkanspalte sich öffnet, ist nicht sehr gross. Sie folgt den Richtungen kleinsten Widerstandes. Ein Oberflächenhindernis, wie Berge mit festem Gerüst, stellen bereits dem Ausbruch ein schwer zu überwindendes Hindernis entgegen. Das Magma bleibt unter der Oberfläche stecken, die Spalte weicht aus oder die vulkanische Kraft erschöpft sich, ohne das Hindernis zu überwinden. Der Lavaausfluss erfolgt in der Effusionsphase ruhig. Fälle, in denen das Magma zur Tiefe zurückfliesst, sind gleichfalls sicher verbürgt.

Wie der Heklazug lehrt, können einzelne Eruptionspunkte ihre Tätigkeit auf längere Zeiten behaupten, es entwickeln sich dann darüber

grössere Zentralvulkane. Auf diesem Wege schlägt die Natur die Brücke zu den Vulkanreihen. In wechselnden Abständen folgen grössere Vulkane. Sapper (17), der die räumliche Anordnung der mittelamerikanischen Vulkane studiert hat, fand, dass dieselben sich über einer Anzahl kürzerer Einzelspalten, welche sprungweise gegeneinander verschoben sind, verteilen. Die Vulkane mit Anzeichen einer Tätigkeit sitzen auf der Hauptspalte (Längsspalte), nur wenige über einer kurzen Querspalte. Die Vulkanspalte ist nicht völlig gradlinig, sondern mehr oder weniger gebrochen. Daneben kommen aber zahlreiche Ausbruchspunkte vor, die eine reihenweise Anordnung nicht erkennen lassen.

Rücken.

Der vulkanische Rücken ist ein Gebilde, welches aus einem linearen Wirken vulkanischer Kräfte hervorgegangen ist. Er stellt eine Aufschüttung über einer Spalte dar, gebildet durch Zusammenfliessen zahlreicher, reihenweise angeordneter Kegel. Ein Krater ist nicht vorhanden. Der Rücken entspricht dem Stratovulkan unter den Zentraleruptionen. Rückenförmige Aufhäufungen vulkanischen Materials sind in allen vulkanischen Gebieten häufig.

Fig. 127



Rücken. Pansanche. Rel. Höhe ca. 1000 m. Nach Stübel.

Um ein Beispiel zu nennen, würde die Cumbre des Pedro Gill auf Teneriffa (vgl. Fig. 182) hierher gehören. Unter den Bergen Ecuadors vertritt der Pansanche (Fig. 127) diesen Typus.

Spalten-
eruptionen der
geologischen
Vergangenheit.

Die Spalteneruptionen der geologischen Vergangenheit.

Die zarten Schweisschlackenkegelchen und Explosionskrater, die in ihrer reihenweisen Anordnung den oberflächlichen Verlauf der Vulkanspalte markieren, sind leicht vergänglicher Natur. Die Erosion zerstört sie schnell. Bei geologisch älteren Spaltenergiüssen werden daher die Oberflächengebilde meist völlig verschwunden sein. Sehr viel widerstandsfähiger sind dagegen die oft sehr mächtigen Eruptivdecken, das Resultat der Effusivphase eines Spaltenausbruchs. Die ursprüngliche Oberfläche der Decke, das chaotische Gewirr von Lavablöcken und Schollen, das ein solches Lavameer oft schwer passierbar macht, ist vernichtet und eingeebnet.

Der Untergrund einer Spalte dagegen ist häufig entblösst. Er ist gewöhnlich sehr viel einfacher gebaut als der Untergrund eines Zentral-

vulkans mit seinem kompliziert angeordneten Gerüst von radialen Gängen innerhalb des Tuffkegels.

Hat die Erosion die Oberflächengebilde der Spalte entfernt und den plattenförmigen Gangkörper, der zur Vulkanspalte gehört, angeschnitten, so ist dieser Gang der einzige Rest, der von einer Spalteneruption zeugt.

Die Gänge wittern mauerartig heraus, wenn die Umgebung leichter zerstörbar ist. Im umgekehrten Fall bilden sie Hohlformen des Reliefs. Das Streichen derartiger Gänge zeigt den Verlauf der verschwundenen Vulkanspalten an. Aber nicht alle Gänge müssen notwendig Spaltenergüsse genährt haben, da sie nicht alle die Oberfläche wirklich erreicht haben.

Ein System von Eruptivdecken von grosser Ausdehnung und gleichbleibender Mächtigkeit, bei welchen sich gelegentlich eine einseitige schwache Gefällsrichtung feststellen lässt mit untergeordneten Einlagerungen von Tuffen, durchbrochen von Gängen, die gewöhnlich eine bestimmte Streichrichtung besitzen, das ist das Bild, das ältere Spaltenergüsse darbieten.

Sie bilden Landschaftsformen von plateauartigem Charakter, die gegen das Meer oder das Grenzland mit einem mauerartigen Steilabfall enden. Die Erosion schneidet schliesslich immer weiter ein, die Täler lösen das einst zusammenhängende Plateau in Pfeiler, Hügel und vereinzelt Massive auf.

A. Die känozoischen Spaltenergüsse.

1. Die quartären und tertiären Spaltenergüsse Islands.

Der tertiäre und quartäre Sockel der Insel besteht aus Basaltdecken, die das Ergebnis der Spalteneruptionen sein dürften. Die Lage der Ausbruchspunkte ist in den weitaus meisten Fällen unbekannt. Erst eine genaue kartographische Aufnahme der zahllosen Gänge wird Auskunft darüber geben können.

Die Grundzüge des geologischen Aufbaues sind bereits auf S. 410 vorausgeschickt. Es sei hier noch bemerkt, dass die Gesamtmächtigkeit auf 4000 m geschätzt wird. 1000 m kommen auf sedimentäre Einschaltungen.

Die Basaltformation ist zu $\frac{3}{4}$ der Gesamtmächtigkeit tertiären Alters. Der Rest glazial und postglazial. Da das Liegende der Basaltformation nirgends aufgeschlossen ist, lässt sich nicht angeben, wie weit sie in die Tertiärzeit zurückreicht. Sie ist vielleicht eozän. Die organischen Reste in den sedimentären Einlagerungen sind pflanzlicher Natur.

Quartäre und
tertiäre Spalten-
ergüsse Islands.

Die ältesten pflanzlichen Reste der Lignitablagerungen haben nach O. Heer untermiozänes Alter. Braunkohlenführende Einschaltungen (Saturbrand) sind innerhalb der tertiären Decken häufiger zu beobachten. Die Basaltgänge streichen von Nordwesten nach Südosten, oder von Nordosten nach Südwesten. Sie treten besonders an der Grenze von Senkungsgebieten auf. Sehr viel zahlreicher sind die bekannten quartären Ausbruchspunkte.

2. Das Basaltgebiet von Antrim und den inneren Hebriden (18—19).

Das Basaltgebiet
von Antrim und
den inneren
Hebriden.

Eine zusammenfassende Darstellung des englischen Basaltgebietes hat Geikie (18) gegeben. Spaltenergüsse haben am Nordwestrand des europäischen Kontinentes gewaltige Massen Basalt geliefert, die als plateauartige Landschaft sich in einem breiten Streifen von Nordost-Irland auf der Westseite von Schottland zu den inneren Hebriden von Süden nach Norden hinziehen. Diese Basaltplateaus sind die Überreste einer einstigen umfangreichen Basaltbedeckung.

Die grösste, zusammenhängende Basalttafel ist das Plateau von Antrim im Nordosten von Irland mit einem Flächeninhalt von 3219 qkm. Kleiner sind die Basaltdecken der Insel Mull, der Halbinsel Morven und Ardnamurchan, ferner die der inneren Hebrideninseln Eigg, Rum, Skye usw.

Die Decken der Plateaus bauen sich zumeist aus Basalt auf, der, wo der Untergrund aufgeschlossen ist, auf mesozoischen Sedimenten, Jura und Kreide, ruht. Das ergossene Magma ist der Hauptsache nach basisch, ein normaler Basalt, stellenweise wird es saurer und nähert sich den Andesiten. Wie in Island ist es auch hier nebenbei zum Erguss liparitischer Magmen gekommen, die allerdings seltener Decken bilden, sondern häufiger intrusiv auftreten.

Die basaltische Lava bildet mächtige Decken, oft mit prismatischer Absonderung. Klastisches Material tritt zurück. Es erscheint als Tuffeinlagerung oder als Schlotausfüllung. Sein Vorkommen lehrt, dass auch hier die explosive Phase nicht gefehlt hat. Die Eruptionen fanden auf dem Lande statt.

Das Alter der Basalteruptionen gibt Geikie als oligozän bis miozän an. Die Altersbestimmung gründet sich auf pflanzliche Reste, die in den sedimentären Einlagerungen gefunden sind. Hierzu ist zu bemerken, dass diese pflanzlichen Reste zum Teil entschieden mesozoische Merkmale tragen und daher von anderer Seite (Gardener [19]) als alttertiär angesprochen werden. Es scheint demnach, dass die Basalteruptionen im frühesten Tertiär (Eozän) begonnen und sich bis in das Miozän fortgesetzt haben.

Die Ausbruchslinien werden durch zahlreiche Gänge angezeigt, von denen sich heute nicht mehr feststellen lässt, wieviele die Oberfläche wirklich erreicht haben. Die Gänge durchsetzen alle Formationen, die älter als tertiär sind, zum Teil auch die Basaltdecken. Sie erweisen sich dadurch als sicher dem tertiären Zyklus angehörig. Ihr Verbreitungsgebiet geht über das der Basaltplateaus hinaus, ein Beweis, dass die Basaltpanzerung einst sehr viel weiter reichte. Man kann die Südgrenze von den Cleveland Hills in Yorkshire nach Westen, südlich von der Insel Man, zur Dundalk-Bay auf Irland führen. Die ganze Nordosthälfte Irlands fällt in ihren Bereich. Die Gänge greifen ferner in die äusseren Hebriden über.

Die Nordgrenze verläuft zunächst dem westlichen Rande Schottlands parallel nach Süden, um längs dem Südabhang der Grampian Hills nach Osten umzubiegen. Dieses so umschriebene Areal, das als ursprüngliches Verbreitungsgebiet der Basaltspaltenausbrüche angesehen werden kann, umspannt etwa 64000 qkm.

Die Gänge treten entweder vereinzelt oder gruppenweise auf. Die ersten besitzen eine lange Erstreckung und ein westöstliches Streichen. Die zweite Gruppe ist kürzer und streicht gewöhnlich von Nordwesten bis Nordnordwesten. Die Gänge drängen sich um beide Seiten des Nordkanals und in der Nähe der Plateaus. Sie besitzen offenbar ein verschiedenes Alter.

Basalte oder Andesite und Liparite (Granophyre) sind die Gesteine, aus denen sie bestehen.

Geikie teilt die Gänge nach ihrem Verhältnis zu den sauren Intrusivgesteinen ein in prägranophyrische Gänge von basischerer Natur und postgranophyrische von grösserer petrographischer Mannigfaltigkeit.

3. Die Faröer-Inseln.

Die Faröerinseln sind ebenfalls die Reste eines einst sehr viel grösseren Plateaus, das sich aus Basaltdecken von über 4000 m Mächtigkeit aufbaut. Die Decken liegen fast horizontal 2—3° nach Südosten geneigt. Zwischen den Decken finden sich rotgefärbte Tuffschichten und breccien-erfüllte Necks. Die rotgebrannten Tuffe beweisen neben anderen Argumenten, dass die Eruptionen ebenfalls auf dem trockenen Lande erfolgten. Die Basalte sind auch hier das Ergebnis von Spaltenergüssen, deren Ausbruchslinien wohl jetzt unter dem Meere liegen. Das Alter ist wahrscheinlich das gleiche wie das von Aentrim, frühtertiär bis miozän. Da die Inseln seit dem Quartär ein selbständiges Vereisungszentrum bilden, müssen sie also zu dieser Zeit bereits ihre isolierte Lage besessen haben.

Die
Faröer-Inseln.

Die Übereinstimmung der Basalte mit denen von Schottland, Island und Grönland geht nach Cornu und Gorgey (21) sogar soweit, dass die Paragenese der Zeolithe in den drei Gebieten die gleiche ist.

4. Grönland (22—24).

Grönland.

Basaltdecken, die ihre Entstehung ebenfalls Spalteneruptionen verdanken, spielen eine wichtige Rolle im Aufbau dieser grossen Insel.

Sie treten als Saum auf der Ost- und Westküste auf. Beide Vorkommen sind zu trennen. Die ostgrönländischen Basalte sind offensichtlich die Fortsetzung der isländischen Tafel gegen Norden. Von der Südseite des Skoresbysundes ziehen sich die Reste des Basaltplateaus über das Gebiet des Franz-Josefsfjord zu den Shannon-Inseln.

Die Basalte der Westküste umsäumen den Rand von der Insel Disko bis Kap Atholl, nordwestlich von Kap York.

Die Decken liegen auch wieder zum Teil der Kreide auf, zum Teil sind sie mit ihr gleichaltrig. Schwantke (24) will diesen westgrönländischen Basalt eher als Diabas angesprochen wissen, da in ihm auf die Ausscheidung von Olivin und Erz der Plagioklas und schliesslich der basaltische Augit folgt, und diese Gesteine häufig mit Pikriten vergesellschaftet sind.

Die Decken setzen über die Baffinsbay in das arktische Nordamerika hinüber, wo man sie in der Nähe von Mugfordhafen wiederfindet.

Auch den grönländischen Basaltdecken sind Tuffhorizonte mit pflanzlichen Resten eingelagert, die ihrem Alter nach von der unteren Kreide bis in das Tertiär reichen.

Man darf mit Recht die Basaltgebiete von Antrim und den inneren Hebriden, den Faröer-Inseln, Island und Grönland zu einer Einheit zusammenfassen und als nordatlantische Basaltpanzerung bezeichnen.

Ob aber das ganze atlantische Gebiet von Grönland bis England von Basalt übergossen ist, lässt sich nicht mit Bestimmtheit sagen. Die Eruptionen haben im Westen bereits im oberen Mesozoikum begonnen und bis in das Tertiär gereicht. Die randlichen Partien der Tafel in Grönland und England sind die ältesten, hier allein kommt die Unterlage zum Vorschein. In der Mitte des Feldes, auf Island, haben sich die vulkanischen Äusserungen bis in die Gegenwart hinein behaupten können, während dieselben in England und Grönland sehr viel früher erloschen sind.

Die schonen-
schen Basalte.

Anhangsweise mag an dieser Stelle das Basaltgebiet in Schonen eine kurze Besprechung finden. Sein Alter wird als tertiär angenommen, obgleich ein Beweis dafür nie erbracht worden ist.

Die Basalte treten nach Hennig (25) in Zentralschonen im Norden und Nordwesten des Ringsees als isolierte kuppelförmige Hügel auf, in-

mitte eines Senkungsgebietes, das im Nordwesten mit Skelderviken und der Ebene von Engelholm beginnt und sich auf der Nordseite von Söderåsen weiter nach Südosten hinzieht.

Die Eruptionspunkte sind an Querspalten in nordöstlicher und süd-südwestlicher Richtung im Grundgebirge geknüpft. Den Liassandstein der Gegend durchbricht der Basalt nie, man hat ebensowenig bisher Gerölle von ihm darin gefunden, auch greifen die Basalte nicht in die benachbarte durch die grosse Verwerfung abgetrennte Silurzone über.

Petrographisch ist der Basalt Feldspalt-, Leuzit-, Nephelin- oder Magmabasalt. Er trägt also unverkennbare, atlantische Merkmale an sich.

Ein mesozoisches Alter dieser Basaltdecken ist bei dem vorgerückten Stadium der Denudation durchaus nicht unmöglich.

5. Das Columbia-Lavaplateau (26—27).

Den nördlichen Teil des Gebietes zwischen dem grossen Gebirgssystemen im Westen der Vereinigten Staaten nimmt das 300 000 bis 400 000 qkm grosse Columbia-Basaltplateau ein, das den Staaten Washington, Oregon, Montana und Idaho angehört und vom Columbia- und Snake-river entwässert wird. Es ist ein aus Basaltdecken zusammengesetztes Plateau, welches 500 bis 2000 m Meereshöhe erreicht. Die gewaltigen Lavafluten sind zum Teil aus Spalten emporgequollen. Wie in Island beteiligen sich aber auch Schildvulkane an dem Aufbau. Zu unterscheiden sind:

Das Columbia-Lavaplateau.

1. Eine ältere Basaltformation, die von Sandsteinen mitteleozänen Alters in der Yakima-Region in Zentral-Washington unterbrochen wird und eozänes Alter besitzt. Die Decken sind leicht gefaltet. Das Magma ist etwas saurer und neigt zu den Andesiten hin. Liparitische Einlagerungen sind häufiger.

2. Die jüngere Basaltformation; sie ist hauptsächlich im Miozän emporgedrungen und erreicht eine Mächtigkeit von 1000 bis 1600 m. Nirgends zeigen sich in diesem Gebiet grössere Vulkane. Zwischen den Decken finden sich Tuff- und Sedimenteintragerungen, die beweisen, dass auch hier die explosive Phase nicht gefehlt hat. Verkiesselte Baumstämme in den Tuffschichten zeigen, dass die Eruptionen subterrestrische waren.

Der Norden des Plateaus ist der ältere Teil. Hier sind die Oberflächenformen zerstört. Im Süden dagegen, besonders in Idaho, auf den Snakeriverplains, hat der Vulkanismus bis in die jüngste Zeit hinein gedauert. Die jüngsten Ergüsse mögen nach Russel (27) nur 100 bis 150 Jahre alt sein.

6. Die patagonischen Basaltdecken (28—31).

Die
patagonischen
Basaltdecken.

Südlich vom Rio Negro bis zum Feuerland zieht sich das Basaltplateau, das heute allerdings in zahlreiche Einzelplateaus und Decken aufgelöst ist. Die Karte von Hauthal (28) gibt ein Bild der Verbreitung der Basaltdecken. Sie sind das Ergebnis von Spalteneruptionen, die in dünnflüssigem Zustand aus kaum 1 m breiten Spalten ausflossen. Kratervulkane im Zusammenhang mit den Deckenergüssen sind nur sehr ausnahmsweise erhalten, so am Lago Buenos Aires. Das Gebiet ist noch recht wenig bekannt. Das Alter der Deckenergüsse lässt sich nur in weiten Grenzen als tertiär bezeichnen. Die Basalte durchbrechen zum Teil tertiäre Sedimente, pleistozäne Ablagerungen liegen darüber.

Eine nähere Altersbestimmung ist zurzeit nicht zu geben, da über die Parallelisierung der einzelnen tertiären Horizonte noch wenig Übereinstimmung herrscht. Die weitgehende Zerstücklung des Basaltplateaus spricht eher dafür, dass sie nicht ganz jugendlich sind. Steinmann (31) gibt ihr Alter als jungtertiär an.

7. Die basaltischen Spaltenergüsse Syriens (32).

Basalte Syriens.

Etwa vom 37. Breitengrade an lassen sich durch Syrien und Palästina zahlreiche grössere und kleinere Basaltdecken verfolgen, die auf Spalten emporgedrungen sind. Die bedeutendsten sind die Basaltplateaus südlich von Haleb, von Homs und das Gebiet el Harra. Dieselben gehören bereits dem gewaltigen Graben an, der sich über das Rote Meer durch Afrika über 52 Breitengrade hinzieht. Ihre Eruptionsperiode fällt in das Miozän und Pliozän. Einzelne Decken mögen älter oder noch jünger sein. Die Magmen sind Feldspatbasalte mit atlantischen Merkmalen. Auch hier treten Zentralvulkane mit Explosionsprodukten wie in Island neben den Lavameeren in Erscheinung. Auch noch weiterhin spielen Spaltenergüsse innerhalb des Grabens eine Rolle, die aber an dieser Stelle nicht weiter verfolgt werden sollen.

B. Die mesozoischen Spaltenergüsse.

1. Der Dekkantrapp (33).

Dekkantrapp.

Auf der vorderindischen Halbinsel nehmen basaltische Spaltenergüsse einen grossen Raum ein. Sie erstrecken sich auf der Westküste vom 16° n. Br. bis zur Bucht von Cambay und reichen gegen Osten auf der Südseite der Indus-Gangesebene bis über die Mittellinie der Halbinsel hinaus zum 82° bei Omarkautal. Das Basaltplateau baut sich aus mächtigen Decken mit dazwischengeschalteten Tuff- und Süsswassersediment-

schichten auf. Die Eruptionen haben sich also auf dem trockenen Lande abgespielt. Die Zeit des Ausbruchs kann zwischen mittlere oder obere Kreide bis Mitteleozän eingeengt werden.

Die Decken liegen fast horizontal, mit Neigungen von kaum mehr als 1° , im Westen ist die Tafel gegen das Meer geneigt. Während das Plateau im Westen noch zusammenhängend erscheint, sind die östlichen Randteile in einzelne Lappen aufgelöst. Die Lavafluten haben sich über einen in Täler und Berge erodierten Untergrund ergossen, dessen Neigung gegen Westen gerichtet war. Die einstige Verbreitung umfasste ein Gebiet von 10 Breitegraden und 16 Längengraden, eine Fläche von 300 000 qkm. Die Ausläufer lassen sich bis zu den iranischen Faltenzügen verfolgen. Stellenweise, z. B. in der Nähe von Bombay, erreicht die Gesamtmächtigkeit 1800 m. Die Ausbruchstellen sind nur unvollkommen bekannt und sind in der Nähe der Westküste zu suchen.

2. Der sibirische Trapp (34).

Spaltenergüsse von sehr gewaltigem Umfang sind innerhalb des nördlichen asiatischen Kontinents zum Erguss gekommen. Sie werden gewöhnlich unter der Bezeichnung „sibirischer Trapp“ zusammengefasst. Diese basischen Laven sind während verschiedener Zeiten ausgeflossen. Man findet sie als Decken, welche die Berggipfel krönen; die Laven sind dann älter als die Ausarbeitung des Reliefs. Andere Ströme wieder benutzten bereits vorhandene Täler. Gelegentlich sind Ausbruchstellen mit erhaltenen Kratern bekannt geworden, wie die Vulkane Obrutschew und Muschketow im Hochland von Witim, die sich 200 und 140 m über das benachbarte Lavaplateau erheben.

Sibirischer
Trapp.

Der Anfang der Ausbruchperiode ist nicht sicher festzustellen. Sehr wahrscheinlich fällt er in die untere Gondwanaformation (Perm). Während des ganzen Mesozoikums sind die Laven mit Unterbrechungen geflossen. Die Ausbrüche sind wohl erst in der Tertiärzeit zur Ruhe gekommen. Eine kartographische Darstellung ihres Verbreitungsgebietes hat nach den vorhandenen Quellen zuletzt Ahlburg (34) gegeben. Namentlich sind es die Flussgebiete der steinigen und unteren Tunguska und das Hochland von Witim, in denen sich der Basalt in zusammenhängenden Decken erhalten hat. Aber noch weit über dieses Gebiet nach Süden und Norden bis an das Eismeer trifft man auf einzelne Deckenreste. Petrographisch ist der sibirische Trapp ein Olivindiabas und Feldspatbasalt. Das frühere Vorkommen hat sich weiterhin polwärts erstreckt. Die Basalte von Franz-Josefs-Land sind z. T. als oberjurassisch sicher festgestellt worden. Von da greifen sie nach Spitzbergen über.

3. Die Basalte der Newarkformation in Nordamerika.

Basalte der Newarkformation.

Längs der atlantischen Küste der Vereinigten Staaten von Nova Scotia bis South Carolina erstreckt sich innerhalb der Newarkformation ein weitgehend erodierter Streifen von Basaltdecken und -Gängen, die einst einer zusammenhängenden Lavaüberflutung angehörten, welche an Grösse nicht hinter der Columbialava oder dem Dekkantrapp zurücksteht. Die Spaltenergüsse sind gleichaltrig mit der Newarkformation, also jung-triassisch, unserem Rhäthorizont entsprechend.

4. Die Karoodiabase.

Karoodiabase.

Zum Schluss dieser Aufzählung von Beispielen mesozoischer Spaltenergüsse sei der weitverbreiteten Diabasdecken in Südafrika gedacht, die in die Karooformation eingeschaltet sind. Ihr Alter ist permisch bis altmesozoisch.

C. Die Spaltenergüsse des Paläozoikum und des Archaikum.

Spaltenergüsse
des
Paläozoikum
und
Archaikum.

In dem vorigen Abschnitt sind nur die grössten Spalteneruptionen aufgezählt worden. Spalteneruptionen finden sich aber im Unterbau fast aller Vulkangebiete. Je weiter wir in die Geschichte der Erde zurückblicken, eine desto grössere Rolle spielen sie. Dieses Verhältnis erklärt sich einmal aus der Tatsache, dass in der weiter zurückliegenden Vergangenheit vulkanische Kräfte sich viel intensiver geäussert haben, dementsprechend werden Spalteneruptionen auch einen grösseren Anteil an den vulkanischen Äusserungen nehmen.

Andererseits sind Lavaüberflutungen mit ihren massigen Eruptivdecken der Zerstörung gegenüber sehr viel widerstandsfähiger als die zarten Gebilde der Zentraleruptionen, an deren Aufbau die leichter vergänglichen Lockerprodukte sich in viel stärkerem Masse beteiligen. Dieser letzte Punkt darf bei der Beurteilung der Verhältnisse nicht übersehen werden.

Es ist unmöglich, die zahllosen Spalteneruptionen der älteren Formationen aufzuzählen. Sie würden überdies wegen ihrer weitgehenden Zerstörung kaum neue Aufschlüsse über das Wesen der Lineareruptionen geben.

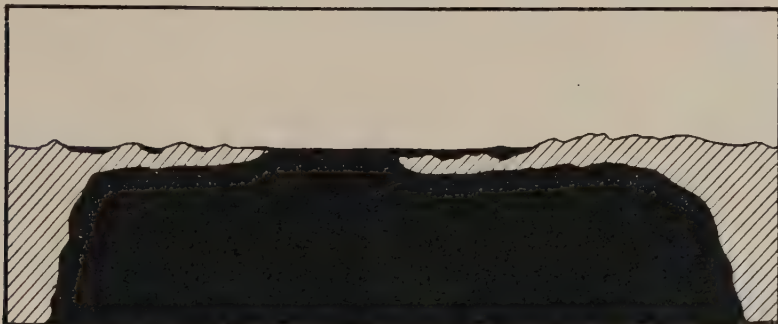
Als Beweis, dass Spalteneruptionen nicht nur auf basische, basaltische Magmen beschränkt bleiben, sei auf die permische Quarzporphyrtafel von Bozen (35) hingewiesen. Die deckenartigen Ströme sind hier aus Spalten hervorgetreten, die nördlich von Bozen nach Nordosten verlaufen, in einer Richtung, der die Judikarienbrüche in dieser Gegend später gefolgt sind. Die Bozener Porphyrtafel nimmt ein Areal von 16 Quadratmeilen ein. Tuffe und eruptive Konglomerate zeugen davon, dass explosive Vorgänge nicht gefehlt haben.

II. Die Arealeruptionen.

Wenn Tiefengesteine irgend welcher Art, Batholithe oder Lakko-lithe, bis dicht zur Oberfläche vordringen, um dort kristallinisch zu erstarren, so liegt kein Grund vor, warum nicht in anderen Fällen ein derartiger Tiefengesteinskörper bis zur Oberfläche selbst durchbrechen könnte. Durch Zusammenbrechen der Dächer oder auf andere Weise gewinnt das Magma des Batholithen dann in einer grossen flächenhaften Öffnung den Ausweg, um sich als mächtiger Massenerguss deckenförmig über die Oberfläche auszubreiten. Derartige Eruptionen sollen als Arealeruptionen bezeichnet werden.

Die Arealeruption liefert gewaltige Massen Lava gewissermassen in einem Guss. Der Deckenerguss hängt mit dem Batholithen zusammen. Durch Zunahme seiner Korngrösse geht er unmerklich in das Tiefengestein über.

Fig. 128.



Schematischer Durchschnitt durch eine Arealeruption. Nach Daly.

Derartige Arealeruptionen lassen sich theoretisch voraussagen. Je dünner die feste Erdkruste ist, um so häufiger muss der Fall eintreten, dass eine Magmamasse sich unmittelbar zur Oberfläche ergiesst und Lavaüberflutungen grossen Stils hervorbringt.

Daly (36) hat auf dieselben bereits hingewiesen. Fig. 128 zeigt ein schematisches Profil durch eine Arealeruption.

Auf die Frage, in welcher Weise der Magmadurchbruch erfolgt, ob durch Aufschmelzung im grossen Umfang oder durch Einbrechen des Daches, soll an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden. Diese Fragen sind bereits S. 168 ff. behandelt worden.

Stübel stellt sich die Entstehung der Panzerkruste, welche die ursprüngliche Erstarrungsdecke der Erde umschalt, als in derselben Weise entstanden vor. Die dünne Kruste bricht ein, das Magma überflutet die Oberfläche und erstarrt dort in Form mächtiger Lavabänke. Derartige Ereignisse wiederholen sich bis die Lavadecken so mächtig geworden sind,

dass sie von dem darunter befindlichen Magma nicht mehr bewältigt werden. Je dicker die feste Rinde wird, um so weniger leicht wird eine Arealeruption eintreten können.

Die Arealeruption ist also eine Form des Vulkanismus, die in einem sehr frühen Stadium der Entwicklungsgeschichte der Erde die Hauptrolle gespielt hat. Die allerältesten Formationen müssen demnach diese Art von Eruptionen besonders häufig zeigen.

Zunächst ist die Frage zu untersuchen, ob man sie heute noch erkennen und ihre ursprüngliche Form rekonstruieren kann.

Die archaischen Formationen haben gewöhnlich sehr tiefgreifende Veränderungen erfahren, die das ursprüngliche Bild der Lagerungsverhältnisse verschleiern. Sie bieten daher kein günstiges Feld zum Studium der genannten Erscheinungen.

Günstigere Aufschlüsse würden Arealeruptionen der späteren Zeit gewähren. Aber auch hier stösst man auf Schwierigkeiten. Entweder sind die deckenförmigen Massenergüsse vorhanden, dann bleibt der in der Tiefe zugehörige Batholith verborgen und der Nachweis, dass der Massenerguss einer Arealeruption angehört, ist nicht zu führen. Oder aber die Effusivdecke ist entfernt und der Batholith aufgedeckt, dann sind die Gebilde bereits zu weitgehend zerstört, um sie rekonstruieren zu können.

Ist endlich der Batholith aufgedeckt, sind Reste der Eruptivdecke noch erhalten, und besteht aber ein Zusammenhang zwischen beiden nicht mehr, dann kann die Zusammengehörigkeit höchstens wahrscheinlich gemacht, aber nicht sicher nachgewiesen werden.

Die Arealeruptionen sind demnach nur in einem bestimmten, günstigen Denudationsstadium sicher als solche zu erkennen, wenn nämlich der Batholith und die dazugehörige Decke aufgeschlossen sind, derart, dass beide noch in nachweisbarem Zusammenhang mit einander stehen. Solche günstige Aufschlussverhältnisse werden sich selten bieten.

So mancher Massenerguss, den man einer Spalteneruption zuzuschreiben pflegt, mag einer Arealeruption angehören.

Arealeruptionen haben sich in der Gegenwart nicht mehr abgespielt. Es ist nun die Frage zu untersuchen, ob unter den Massenergüssen der geologischen Vergangenheit sich der eine oder andere als eine Arealeruption erweisen lässt und wie die Erscheinungsweise der Arealeruption in den Einzelheiten ist.

1. Die Rhyolithergüsse des Yellowstone-Nationalparks in den Vereinigten Staaten.

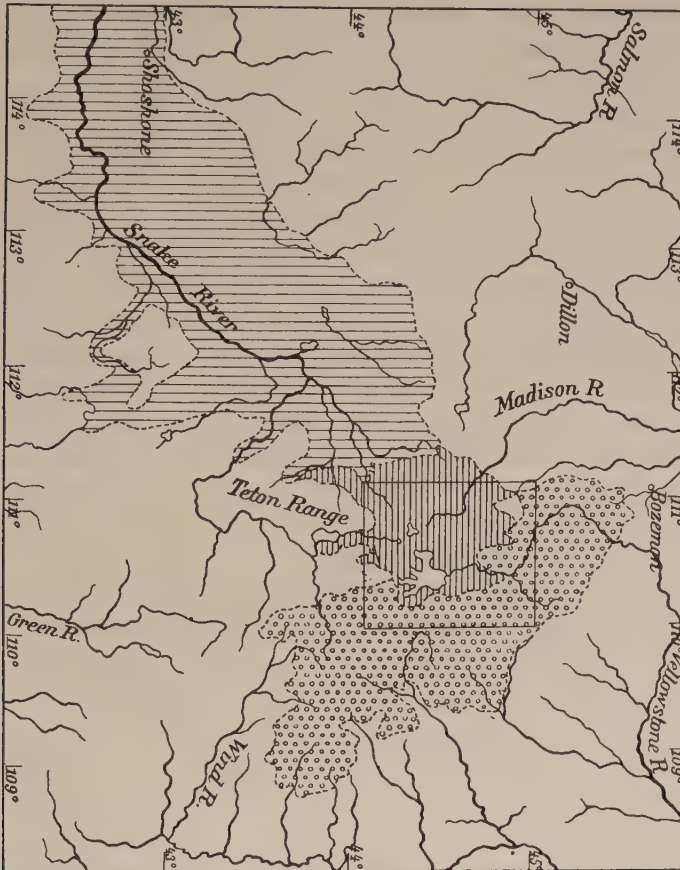
Daly (36) glaubt die Rhyolithe des Yellowstoneparks als Massenergüsse, entstanden durch Arealeruptionen, ansprechen zu müssen. Prüfen

Rhyolith-
plateau des
Yellowstone-
park.

wir zunächst an der Hand der vorzüglichen Monographie von Hague und Iddings (37) die dortigen Lagerungsverhältnisse.

Der Untergrund des Gebiets besteht aus archaischen Graniten und Gneissen, über die sich Sedimente des Kambrium bis Karbon und weiter

Fig. 129.



Kartenskizze des Yellowstoneparks nach Iddings und Daly.
 Punktiert = Andesitgebiet. Horizontal schraffiert = Liparitarealeruption.
 Vertikal schraffiert = Snake River-Basalte.

solche der Trias-, Jura- und Kreideformation legen. Die Tafel ist tektonisch gestört.

Der tertiäre Eruptionszyklus beginnt in der frühesten Eozänzeit. In den Galatin Mts. sind in die Horizonte des Kambrium Lakkolithe, Bysmalithe und Lagergänge von Andesit- und Dazitporphyr, also dioritporphyritische Eruptivgesteine, injiziert worden. Die ersten Oberflächengebilde des tertiären Vulkanismus erscheinen über den mesozoischen Ab-

lagerungen in Form von Explosionsprodukten andesitischer Zusammensetzung als Tuffe, Schlacken usw. Der Höhepunkt der vulkanischen Äusserung wird im Miozän erreicht. Eine Reihe grosser Vulkane, die heute bis ins Herz erodiert sind, wie Elektrik Peak, Sepulchre Mts., der Sherman- und Crandall-Vulkan und andere Eruptionspunkte der Absaroka Mts. haben basische Tuffe, Schlacken, Breccien und Ströme von basaltischer und andesitischer Beschaffenheit geliefert. Darüber liegt noch ein weiteres System saurer und basischer Breccien mit Lockerprodukten und eingeschalteten Strömen.

Zur Pliozänzeit endlich haben im Westen des Gebietes gewaltige Massenergüsse einer Rhyolithlava stattgefunden, welche die oben genannten vulkanischen Systeme in den randlichen Teilen überdecken. Die Liparite des Rhyolithplateaus schwanken nur in engen Grenzen in ihrer chemischen Zusammensetzung, sind dagegen sehr variabel in ihrer äusseren Erscheinungsform. Basaltische Ströme, welche bereits vorhandene Täler benutzen, schliessen den tertiären Zyklus ab.

Dieses Rhyolithplateau gehört nach Daly zu einer Arealeruption. Er führt für seine Auffassung folgende Gründe an. Das Rhyolithplateau besitzt einen sehr grossen Umfang. Es erstreckt sich von den Galatin Mts. über das berühmte Geysirgebiet des Yellowstoneparks südwärts bis zur Teton Range und vom Absarokagebirge gegen Westen bis zu dem Basaltplateau des Snakeriver. Das ist ein Areal von beinahe 10 000 qkm. Bis 60 m tief schneiden die Täler in das Plateau ein, ohne das Liegende des Rhyoliths zu erreichen. Das ergibt einen Massenerguss von gewaltigen Dimensionen. Die Ausbruchstellen sind unbekannt, Spalten, auf die sie zurückgeführt werden könnten, sind nicht nachgewiesen.

Die Geysirerscheinungen des Nationalparks bleiben auf den Rhyolith beschränkt, sie treten nirgends über seine Grenzen hinaus. Da das Geysirwasser sicher vadoses Wasser ist, welches an der unterirdischen Wärmequelle des Vulkanherdes sich erhitzt, so muss diese Wärmequelle sehr gross sein, wenn sich das Geysirphänomen von der Pliozänzeit bis in die Gegenwart behaupten konnte. Nur ein Herd von batholithischen Dimensionen vermag die Wärme so lange zu halten. Unter der Decke muss daher ein granitischer Batholith verborgen sein, der allmählich in den Rhyolith des Oberflächenenergusses übergeht.

Man wird zugeben müssen, dass diese Auffassung sehr viel Wahrscheinlichkeit für sich hat. Sicher erwiesen ist damit die Existenz des Granitbatholithen und sein Zusammenhang mit dem Rhyolith noch nicht.

Die Rhyolithdecken sind zudem sicherlich nicht in einem Guss entstanden. Es wechseln zu sehr die Gesteinsvarietäten, wie die nevaditischen, lithoiden oder obsidianartigen Typen. Für den berühmten Obsidianstrom des Obsidiancliffs lässt sich sogar nachweisen, dass er in

einem in das Rhyolithplateau eingeschnittenen Tal geflossen ist. Die Ursache der verschiedenen Varietätenausbildung möchte ich nur in der Temperatur sehen, welche die Lava bei ihrem Austritt besessen hat. Die heissesten Laven erstarrten rein glasig, da ihre Anfangstemperatur noch über dem Kristallisationsanfangspunkt lag. Je kühler die Lava bei ihrem Austritt war, desto mehr kristallin ist sie entwickelt. Auch die Verschiedenheit des äusseren Typus spricht gegen die Einheitlichkeit des Ergusses.

2. Der Gabbrozug von Neurode (38—39).

Auf der Suche nach günstig aufgeschlossenen Fällen von Arealeruptionen glaube ich in dem Gabbrozug von Neurode in der Grafschaft Glatz ein geeignetes Beispiel gefunden zu haben.

Gabbro von Neurode und die Diabase der Schlegeler Berge.

Das Alter des Gabbro ist genau ermittelt worden. Durch die Untersuchungen von F. Tannhäuser (39) und anderen ist festgestellt, dass der Gabbro sicher älter ist als Kulm, da in letzterem von Gabbro herührende Gerölle zu finden sind; andererseits muss er jünger als das unterste Oberdevon sein, da er dasselbe im Kontakt verändert hat. Noch schärfer engt Tannhäuser das Alter ein, nämlich als dem unteren oberdevonischen Hauptkalk entsprechend. Beimengungen von Gabbromaterial haben sich in dem über dem Hauptkalk liegenden Clymenienkalk nachweisen lassen.

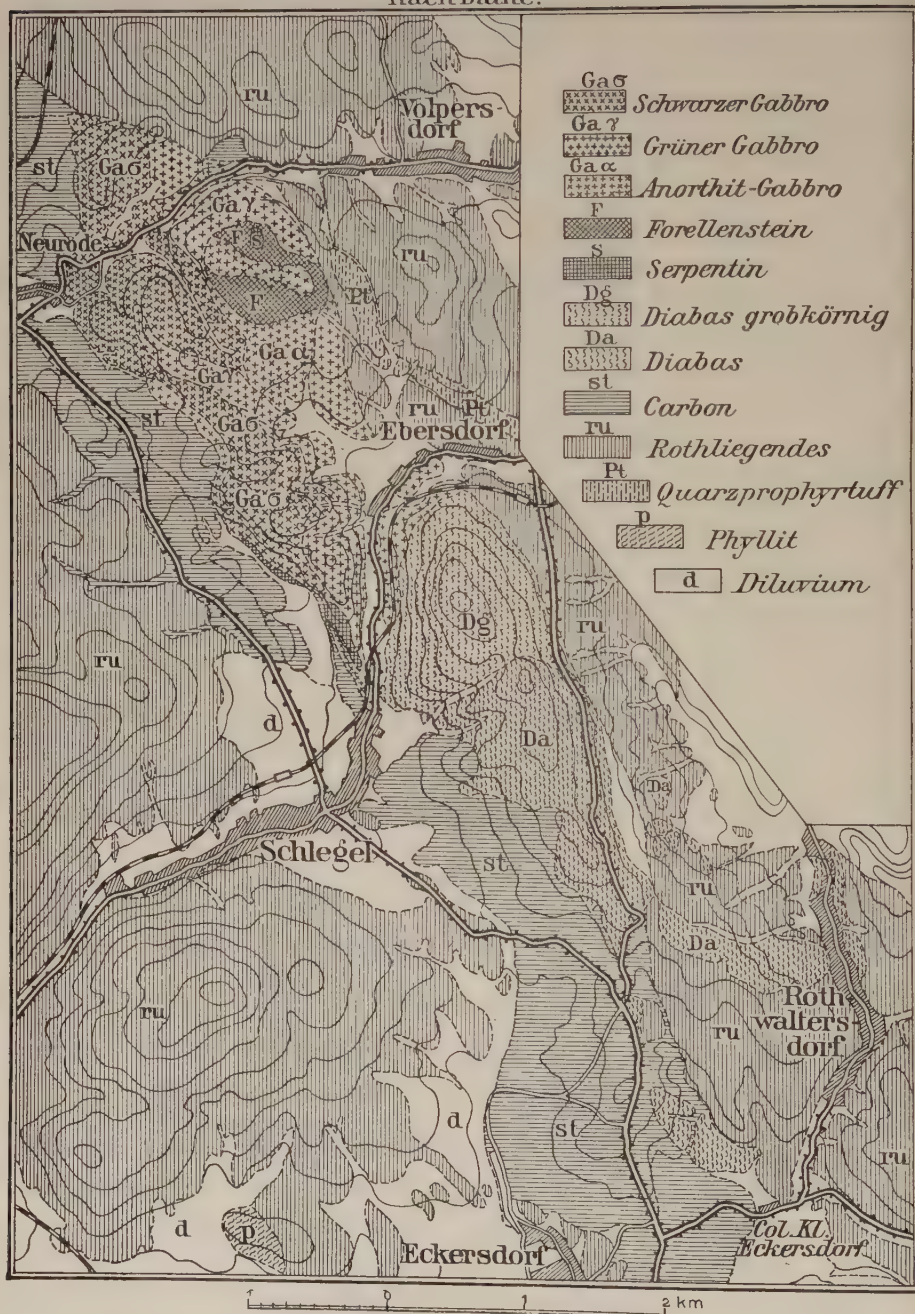
Der Gabbro von Neurode geht nun nach Süden allmählich in den Diabas der Schlegeler Berge über. Der Diabas ist in der Nähe des Gabbros grobkörnig und wird mit zunehmender Entfernung feinkörniger. Gabbro und Diabas hängen also zusammen. In welchem Verhältnis steht aber der Diabas zum Gabbro? Es sind offenbar zwei Möglichkeiten näher zu diskutieren.

1. Der Diabas ist der Erosionsrest eines Intrusivgesteins wie der Gabbro selbst. Dann kann er aber nur ein intrusiver Lagergang sein, der von dem Gabbro ausgeht.

Für diese Auffassung scheint zunächst das Fehlen von Stromoberflächenformen zu sprechen. Da der Diabas aber ein Erosionsrest ist, ist seine Intrusivnatur bei dem Fehlen von Dachschichten, auf die er eine Kontaktwirkung ausgeübt haben müsste, nicht erweisbar. Jüngere Formationen, wie die Kulmsandsteine, treten transgredierend heran. Der Diabas muss dasselbe Alter wie der Gabbro besitzen, da ja beide eine zusammenhängende Masse bilden. Zur Zeit der Intrusion kann das Dach des Gabbromassivs nur sehr geringe Mächtigkeit besessen haben, wenn sich bereits dem Clymenienkalk Gabbromaterial beigemischt findet. Ist der Diabas ein intrusiver Lagergang, so muss er zwischen die Dachschichten des Gabbro dicht unter der Oberfläche seitwärts injiziert worden

Fig. 130.

Der Gabbro von Neurode u. der Schlegeler Diabaszug nach Dathe.



Der Gabbro von Neurode und die Schlegeler Diabase. Nach der geologischen Karte von Dathe.

sein, also in die massigen oberdevonischen Kalke. Derartige Kalke sind, wie die Erfahrung allgemein lehrt, ein sehr ungeeigneter Injektionshorizont, da ihnen die leichte Teilbarkeit längs der Schichtflächen fehlt, und damit ist das Abheben durch seitliche Intrusion, zumal so dicht unter der Oberfläche, eine mechanische Unmöglichkeit.

2. Der Diabas ist der Erosionsrest eines Deckenergusses, der mit dem Gabbro in der Tiefe in Verbindung steht oder, mit anderen Worten, eine Arealeruption, erzeugt durch den Durchbruch des Gabbro zur Oberfläche. Ist die erste Auffassung abzuweisen, so bleibt die zweite allein übrig.

Dass Fliesserscheinungen an der Decke fehlen, ist nicht weiter auffällig, da dieselbe zum grösseren Teil denudiert ist. Nun hat Dathe (38) in den Kulmkonglomeraten von Hausdorf nur wenige Kilometer vom Gabbrozug entfernt Variolithgerölle entdeckt, deren Anstehendes trotz eifrigen Suchens nicht ausfindig gemacht werden konnte. Die Variolithe müssen älter als Kulm sein und man wird nicht fehlgehen, in ihnen Spuren der jetzt zerstörten Oberfläche der Schlegeler Diabasdecke zu sehen.

Der Schlegeler Diabas mit dem Gabbro von Neurode ist vielleicht ein Beispiel einer Arealeruption.

Der Typus der Arealeruption ist erst wenig studiert. Daly führt noch die Blue Hills in Massachusetts und Glen Coe in Schottland als Beispiele an. Es kann daher vorläufig nur die Aufmerksamkeit auf diesen Typus gelenkt werden. Er dürfte unter den Massenergüssen, die gewöhnlich auf Spalteneruptionen zurückgeführt werden, weit verbreitet sein, besonders in den älteren Formationen.

Seine Merkmale lassen sich noch einmal dahin zusammenfassen: Merkmale der Arealeruptionen.

Gewaltige Lavaanhäufungen in Form von sehr mächtigen effusiven Decken, die allmählich in Tiefengesteine derselben Art von batholithischen Dimensionen übergehen.

Vulkanische Lockerprodukte fehlen, so weit es sich bis jetzt übersehen lässt, vollständig, da explosive Vorgänge ausbleiben. Die Decken besitzen keine bestimmte Stromrichtung. Spalten, die dem Magma zum Austritt hätten dienen können, sind nicht nachweisbar.

Die Eruptionslakkolithen.

Zu den Arealeruptionen zu rechnen ist ferner ein Typus von Magmadurchbrüchen, den Stark (40) in den Euganeen feststellen konnte. Er bezeichnete ihn als Eruptionslakkolith. Eruptionslakkolithen.

Bei jedem Lakkolith erfahren die Sedimente durch die Aufwölbung eine Dehnung. Diese Dehnung ist bei einem Lagergang ein Minimum

und wächst bis zur Zerreiſung je ſteiler ſich die umhüllenden Straten ſtellen.

Die Zerreiſung tritt um ſo eher ein, je höher das Intruſions-niveau liegt. Bei gröſſerer Beſtandung der Hangenddecke verſchieben ſich die Schichten durch den Dehnungsvorgang, ohne daſſ ein völliges Zerreiſſen des Daches ſtattzufinden braucht. Im anderen Fall gewinnt das Magma der Lakkolithen einen Ausweg ins Freie und tritt als Maſſenergusſ zutage.

Mt. Lozzo und Mt. Cinto ſind Beiſpiele von Eruptionſlakkolithen. Hier fehlen freilich die dazugehörigen Decken. Der Aufbruch geht aus den ſtellenweiſe ſaiger geſtellten Kreideſchichten hervor.

Eine deckenförmige Ausbreitung auf der Oberfläche tritt nur dann ein, wenn das Magma noch dünnflüſſig genug iſt, um ſich in dieſer Weiſe auszubreiten. Im anderen Fall werden ſich dom- oder glockenförmige Gebilde, d. h. Kuppen aufwölben.

Literatur.

1. Th. Thorodsen, Island. Grundriſſ der Geographie und Geologie. Petermanns Mitteilungen. Ergänzt.-Bd. 12. 1906, beſ. S. 106—161. Geologiſche Karte von Island.
2. v. Knebel-Reck, Island. Stuttgart 1912. E. Schweizerbart.
3. v. Knebel, Der Vulkanismus. Die Natur. Verlag von Zickfeld, Oſterwick, Harz, ſowie in zahlreichen Einzelveröffentlichungen. v. Knebel hat ſeine groſſ angelegten Forſchungen in Island nicht zum Abſchluss bringen können. Ein tragischer Tod in den Fluten des Kraterſees der Knebelcaldera ereilte ihn inmitten ſeiner Tätigkeit. — H. Pjeturs, Island. Handbuch der regionalen Geologie. IV. 1. Heidelberg 1910 bei Winter.
4. H. Reck, Isländiſche Maſſeneruptionen. Geol. paläont. Abh., herausgegeben von Koken. N. F. IX, Heft 2. Daſ vulkaniſche Horſtgebirge Dyngjufjöll mit den Einbruchſkalderen der Askja und des Knebelſees ſowie der Rudloffkrater in Zentraliſland. Anhang d. Kgl. Preuſſ. Akad. d. Wiſſ. Berlin. Phys.-math. Kl. 1910, II, S. 1—27.
5. K. Sapper, Über einige isländiſche Vulkanspalten und Vulkanreihen. N. Jahrb. f. Min. BB. 26, 1908, S. 1—43. Tafel I—VIII. 4 Textfiguren.
6. H. Spethmann, Vulkanologiſche Forſchungen im öſtlichen Zentraliſland. N. Jahrb. f. Min. BB. 26, 1908, S. 281—432.
7. Leopold von Buch, Geognostiſche Beſchreibung der Kanariſchen Inſeln. Die Beſchreibung der Inſel Lanzarote. Geſammelte Schriften herausgegeben von E. Ewald, J. Roth und W. Dames. Berlin 1877 bei Reimer., III. Bd., S. 491 biſ 507, Tafel IX.
8. G. Hartung, Die geologiſchen Verhältniſſe der Inſeln Lanzarote und Fuerteventura. Neue Denkschriften der ſchweiz. naturf. Geſ. Zürich 15. 1857, S. 1 biſ 168. Tafel IX. Eine Karte Tafel I.—XI.
9. K. Sapper, Beiträge zur Kenntnis von Palma und Lanzarote. Petermanns Mitt. 52, 1906, S. 173—184. Tafel XII.

10. Leopold v. Buch, Über die Natur der vulkanischen Erscheinungen auf den kanarischen Inseln usw. Ges. Schriften III, S. 534.

11. M. Fouqué, San Jorge des Açores et ses éruptions. Revue scientifique II. Ser. 2₂. 1872—1873, S. 1198—1201.

12. J. Friedländer, Beiträge zur Geologie der Samoainseln. Abh. Kgl. Bayer. Akad. Wiss. II. Kl., 24. Bd., III. Abt. 1910, S. 514—527, 2 Karten und 5 Tafeln.

13. M. S. Johnston, Die vulkanischen Erscheinungen in Neu-Seeland. Ber. des naturw. Vereins zu Regensburg 9, 1901/02, S. 25—34.

14. J. Hector, The recent volcanic eruptions in New Zealand. Nature 34, 1886, S. 389—393.

15. A. P. W. Thomas, Report on the Eruption of Tarawera and Rotomahana Wellington 1888, 74 S.; ferner Mercalli, I vulcani attivi. S. 34—37. Eine ausführliche Literaturzusammenstellung gibt O. Wilckens. N. J. f. Min., 1909, II, S. 462.

16. J. Friedländer. Über den Usu in Hokkaido und über einige andere Vulkane mit Quellkuppenbildung. Peterm. Mitt. 1912, 58₁, S. 310—311.

17. K. Sapper, Über die räumliche Anordnung der mittelamerikanischen Vulkane. Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. 49. 1897, S. 673—682, Tafel XXIV.

18. A. Geikie, The ancient Volcanoes of Great Britain. 2 Bände, London 1897, zumal II, S. 107—478.

19. St. Gardener, On the leaf beds and gravels of Arden. Quat. Journ. 43. 1887. S. 270.

20. N. V. Ussing, Dänemark. Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg 1910. I. 2. Abt. S. 32—33.

21. F. Cornu u. R. Görgey, Zur Geologie der Färöer. Zentralblatt f. Min. 1908, S. 675—684. 3 Textfig.

22. E. Suess, Antlitz der Erde III₂, S. 286, 288—290.

23. M. Belowsky, Beiträge zur Petrographie des westlichen Nordgrönlands. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 57. 1905, S. 15—90.

24. A. Schwantke, Die Basalte des westlichen Nordgrönlands und das Eisen von Uffak. Sitzungsbericht Kgl. Preuss. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Kl. 50, 1906, S. 859.

25. A. Hennig, Geologischer Führer durch Schonen. Berlin 1900, S. 88.

26. E. Blackwelder, United States of America. Handbuch der regionalen Geologie 1912, VIII₂, S. 162.

27. J. C. Russel, Volcanoes of North America. New York, 1897, S. 250. The Geology and Water Resources of the Snake River Plains of Idaho. U. S. geol. Survey Bull. 199, 1902. Notes on the Geologie of Southwestern Idaho and South-eastern Oregon. U. S. geol. Survey Bull. 217, 1903.

28. R. Hauthal, Die Vulkangebiete in Chile und Argentinien. Peterm. Geog. Mitt. 1903, S. 97—102, Karte 9.

29. H. Steffen, Studien über Westpatagonien. Geog. Zeitschrift. 15. 1909, S. 558—571.

30. E. Suess, Antlitz der Erde III₂, S. 547.

31. G. Steinmann, Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. Geol. Rundschau I, 1910, S. 15.

32. A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897, S. 359—366. Das syrische Basaltgebiet ist besonders durch die Aufnahmen von Blanckenhorn, Stübel u. a. bekannt geworden. Die Literatur hat F. Toulou in: Übersicht über die

geologische Literatur der Balkanhalbinsel mit Morea, des Archipels mit Kreta und Cypern, der Halbinsel Anatolien, Syriens und Palästinas, Congrès Géol. International. Wien 1903, I. 1904. S. 330, gesammelt.

33. R. D. Oldham, A Manual of the Geology of India. Calcutta 1893, S. 255 bis 284.

34. J. Ahlburg, Die neueren Fortschritte in der Erforschung der Goldlagerstätten Sibiriens. Zeitschrift f. praktische Geologie. 21. 1913, S. 105; ferner E. Suess, Antlitz. III, S. 27—41.

35. F. v. Wolff, Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozener Quarzporphyrs. N. Jahrb. f. Min. BB. 27, 1908, S. 72—156.

36. R. A. Daly, The Nature of Volcanic Action. Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences 47, Nr. 3, Juni 1911.

37. A. Hague, J. P. Iddings, Geology of the Yellowstone National Park Part. II. U. S. Geol. Surv. Mon. 32, 1899, dazu ein Atlas.

38. E. Dathe, Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Neurode. Lieferung 115. Gradabteilung 76, Nr. 26, Berlin 1904, mit Erläuterungen. Über die Verbreitung der Variolithgerölle in Schlesien. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 53, 1901. Verhandlungen S. 1—4.

39. F. Tannhäuser, Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz. N. Jahrb. f. Min. BB. 26, 1908, S. 433—487.

40. M. Stark, Beiträge zum geologisch-petrographischen Aufbau der Euganeen und zur Lakkolithenfrage. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 31, 1912, S. 80.

XII. Kapitel.

Die Zentraleruptionen.

Als dritter und in der Gegenwart bei weitem wichtigster Typus der Oberflächeneruptionen ist nunmehr die Zentraleruption zu behandeln. Das Wesen der Erscheinung ist bereits im Kapitel IX besprochen worden. Dieser Abschnitt soll sich mit der Morphologie der vulkanischen Bauten beschäftigen, die sich um einen zentralen Förderschlot auftürmen.

Einteilung der
Zentral-
eruptionen.

Die hierbei entstehenden Gebilde pflegt der Sprachgebrauch als eigentliche Vulkane oder genauer als Zentralvulkane zu bezeichnen, im Gegensatz zu den Spaltenvulkanen, wie gelegentlich die Bauten einer Spalteneruption wenig glücklich genannt werden.

Bei keiner anderen Eruptionsform herrscht eine derartige Mannigfaltigkeit und Verschiedenheit der äusseren Erscheinungen. Die Ursache liegt in der abwechselnden Förderung von vulkanischen Lockerprodukten und feurigflüssigen Laven, die sich in einem eng begrenzten Bereich übereinander lagern.

Explosive und effusive Vorgänge beteiligen sich gemeinsam an dem Aufbau eines solchen Vulkans und schaffen so in ihrem inneren Bau oft sehr komplizierte Berge dadurch, dass ein und derselbe Förderschlot immer wieder den magmatischen Produkten zum Ausweg dient.

Will man die vulkanischen Bauten systematisch ordnen, so muss das unter Berücksichtigung dieser Eigenarten der Zentraleruption geschehen.

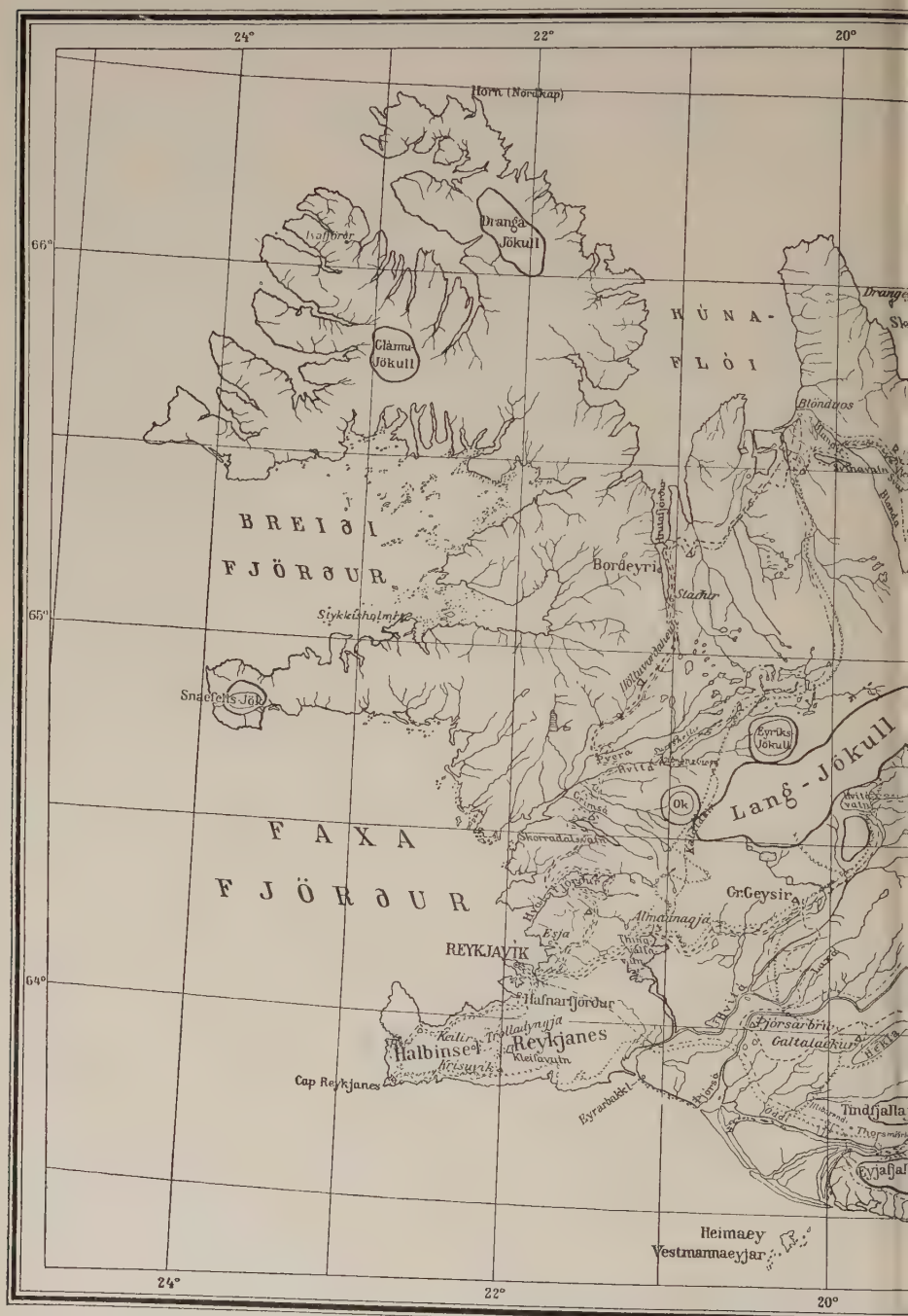
Es sind drei Fälle möglich:

1. Nur effusive Vorgänge bauen einen Vulkan auf.
2. Nur explosive Vorgänge beteiligen sich an seiner Entstehung.

Die beiden extremen Fälle liefern morphologisch die reinen Vulkantypen der effusiven und explosiven Phase.

3. Durch gleichzeitige Mitwirkung beider Phasen entstehen dann gemischte Typen, die durch alle Übergänge mit den reinen Endgliedern verknüpft sind und in ihrer Kombination die kompliziertesten Gebilde liefern können.

Es sollen zuerst die reinen Vulkantypen besprochen werden, dann die gemischten.





I. Rein effusive Vulkanbauten.

Rein effusive
Vulkanbauten.

Die Vulkane des rein effusiven Typus setzen sich nur aus Lava ohne wesentliche Beteiligung von Lockerprodukten zusammen. Sie sind also das Ergebnis von Masseneruptionen und werden auch als homogene Vulkane bezeichnet. Die äussere Form des Vulkans wird durch den Zähigkeitsgrad der Lava bestimmt. Ist dieselbe sehr dünnflüssig, so ist seine Gestalt eine andere als bei zähflüssigen Magmen.

Lavavulkane, Schildvulkane, Aspite (Schneider [1]).

Lava- oder
Schildvulkane.

Vulkane dieser Art bauen sich aus extrem dünnflüssigen Lavaströmen auf, die fast ausschliesslich basaltischer Natur sind. Am reinsten ist der Typus auf Island entwickelt.

Fig. 132.



Schematische Darstellung eines Schildvulkanes nach von Knebel-Reck.

a) Schildvulkane vom Dyngju Typus (Reck [2], v. Knebel [3]).

Schildvulkane
vom Dyngju
typus.

Der isländische Schildvulkan ist nach der Definition von Reck ein Lavavulkan, der sich durch allseitige Gleichmässigkeit seines Aufbaues und durch den Besitz eines den zentralen Gipfelkrater umgebenden Kraterrings aus massiger Lava vor den übrigen Lavavulkanen auszeichnet. Explosionsprodukte fehlen gänzlich. Flachgelagerte, kompakte Lavabänke legen sich periklinal um eine zentrale Axe und erzeugen eine Bergform. Der Krater, der über der Axe liegt, ist kreisrund oder elliptisch. Der Krater ring weist eine steile äussere Böschung auf. Sein Rand ist gewöhnlich nicht an allen Stellen gleich hoch. Der Kraterboden ist eben und horizontal und pflegt an konzentrischen Brüchen abgesunken zu sein. Der Vorgang des Abbrechens hat sich in verschiedener Weise abgespielt. Entweder ist beim Zurücksinken der Lavasäule in den zylindrischen Schlot der ganze Boden mit in die Tiefe gesunken oder der Abbruch erfolgte in zylindrischen Kesselbrüchen.

Häufig fanden beide Vorgänge gleichzeitig statt. Die Abbruchswände verlaufen nahezu senkrecht. Es kann auch der Fall eintreten, dass die Lava den ganzen Krater anfüllt und in ihm als zylindrischer Lavaklotz erstarrte.

Im Zustand der Tätigkeit hat in dem zentralen Gipfelkrater ein Lavasee gebrodelt, der durch ruhiges Überfließen der Lava über die Kraterränder die schildförmige Lavaanhäufung erzeugte. Die ausfliessende Lava muss äusserst dünnflüssig gewesen sein. Am Kolótta Dyngja, der als Mustervulkan dieses Typus gelten kann, stellte Reck Ströme von nur 30 cm Mächtigkeit fest. Lavastalaktiten und erstarrte Lavakaskaden bezeugen nicht weniger den hohen Grad der Dünnflüssigkeit des austretenden Magmas.

Über die Maße der Schildvulkane mag die Tabelle auf Seite 450, die Reck zusammengestellt hat, Aufschluss geben. Für den Kolótta Dyngja stellte Reck folgende Dimensionen fest. Basisumfang 19 km, Radius der Basisfläche etwa 3 km. Höhe des Vulkans 1200 m über dem Meer und 500 m über der Umgebung. Der Berg besitzt eine durchschnittliche Böschung von $6-7^{\circ}$, die am oberen Ende in eine solche von $7-8^{\circ}$ übergeht. Der kreisrunde Krater zeigt einen Durchmesser von 500 m. Der Kraterring ist 10—15 m hoch und steigt mit einer äusseren Böschung von 30° an.

Gelegentlich treten Abweichungen von der Normalform auf, einmal, wenn seitlich gelegene Einbruchskessel die Regelmässigkeit des Baues stören. Dieselben können nach ihrer Beschaffenheit — sie sind zylindrische Senken mit nahezu senkrechten, glatten Wänden — von Einbrüchen herrühren, die ihre Ursache in Massendefekten des Vulkanuntergrundes haben. Dann kann der Kraterring unregelmässig gestaltet sein. Gelegentlich zeigt er Lücken oder zackenförmige Erhebungen.

Über die Bildungsweise eines Schildvulkans sind zwei entgegengesetzte Ansichten ausgesprochen worden. v. Knebel (3), beeinflusst durch die v. Buchsches Theorien, sieht in dem Schildvulkan eine monogene Schöpfung, die nach Art einer kraterlosen Quellkuppe durch den zylindrischen Schlot emporgedringt wurde und von aussen nach innen erstarrte. Der Gipfelkrater ist danach kein Krater. Die Lavabänke werden als Abkühlungszonen aufgefasst. Bei der Dünnflüssigkeit basaltischer Laven ist eine Entstehung von Quellkuppen in dieser Weise unmöglich. Das Rechte trifft die zweite Ansicht, die Thoroddsen (4) sich von dem Entstehungsvorgang gemacht hat. Durch den zylindrischen Schlot tritt die Lava nach allen Seiten ruhig abfliessend aus. Der Lavakanal läuft in einen zentrisch gelegenen Lavasee aus, der während des Ausbruchs die Lava ruhig über die Kraterränder fliessen lässt. Der Schildvulkan ist danach eine polygene Bildung.

Dimensionen
der isländischen
Schildvulkane.

Abweichungen
vom normalen
Bau.

Die Bildung der
Schildvulkane.
v. Knebels
Erklärung.

Thoroddsens
Erklärung.

Die Dimensionen rezentler Schildvulkane auf Island. Nach der Zusammenstellung von H. Reck.

Name des Schildvulkans.	H ö h e		Böschungswinkel	Dimensionen des Kraters		Autor
	über dem Meere	Relative Höhe über der Umgebung		Länge	Breite	
Nordland:						
1. Theistareykjabunga	540 m	60 m	W. 1° O. 4–5° 1–1,5°	2000 m ca. 600 m ca. 550 m 600–700 m 80 m ca. 150 m	700 m weniger als 600 m ca. 550 m weniger als 600 m 80 m ca. 150 m	Thoroddsen v. Knebel v. Knebel Spethmann v. Knebel Spethmann Thoroddsen
2. Stóra Viti	530 m	80 m				
3. Lítla Viti	510 m	80 m	6–7°			
4. Skuggadyngja		350 m	1–2–3°	1300 m	650 m	Thoroddsen
5. Skaldbakka			2–3°			Thoroddsen
Zentral Island:						
6. Ketildyngja	950 m		N. 6–7° S. 8° unten ca. 7° oben 9–10°	500 m 500 m 200 m	500 m 500 m 150 m	Thoroddsen Thoroddsen Thoroddsen Reck Reck
7. Bláfjall	1225 m	ca. 400 m				
8. Kerlingardýngja	ca. 1000 m	500 m				
9. Kollóttadyngja	1209 m	420 m				
10. Herdubreid	1660 m	ca. 1200 m 600 m Mächtigkeit der Lava	unten 3–4° oben 6–7° 2°			Thoroddsen
11. Trölladyngja (Odadarhaun)	1491 m	600 m				
12. Strytur	872 m 890,5 m	200 m	5–6°	1000 m 1000 m	1000 m 1000 m	Thoroddsen v. Knebel
13. Namenloser Schildvulkan N. Hwitarvatn						Thoroddsen
14. Namenloser Schildvulkan W. Hwitarvatn						
Südland:						
15. Skaldbreid	1063 m ca. 780 m	600 m ca. 330 m	O. 8–10, SW. 4–6° 3°	ca. 300 m 280 m	282 m ca. 300 m	Thoroddsen v. Knebel
16. Selvoghseidi	182 m 190 m	182 m	1–2–3°	140 m	280 m	v. Knebel Sapper
17. Heidinba	637 m	502 m	2–3° 3°	380 m	380 m	Thoroddsen
18. Hæleyriabunga	44 m	44 m	4–5°	138 m	138 m	
19. Skalarfell	83 m	83 m		94 m	94 m	

Grössere Schwierigkeiten bereitet die Erklärung des Kraterringes. Reck (2) führt seine Bildung auf Lavafontänen nach Beendigung des ruhigen Überfließens zurück.

Wenn auch bei dem Aufbau nur Laven mitgewirkt haben, so geht doch aus der röhrenförmigen Beschaffenheit des Förderkanals hervor, dass seine erste Anlage auf einen Akt der Explosion zurückzuführen war.

Von Schildvulkanen sind historische Ausbrüche nicht bekannt. Die in der Tabelle aufgezählten Vulkane sind jugendlichen, post-glazialen Alters. Sie sind daher auch auf den rezenten Vulkangürtel der Insel beschränkt. Aber auch während der Glazialzeit kommen sie vor. Reck hat bisher 13 eisgeschrammte Lavaschilde feststellen können. Die glazialen Schildvulkane sind von gleicher Beschaffenheit. Die Details der Oberflächenstruktur sind zerstört, der Krater verdeckt oder vernichtet. Bei der flachen Schildform werden die Vulkane leicht von jüngeren Lavafluten begraben und verschwinden auf diese Weise.

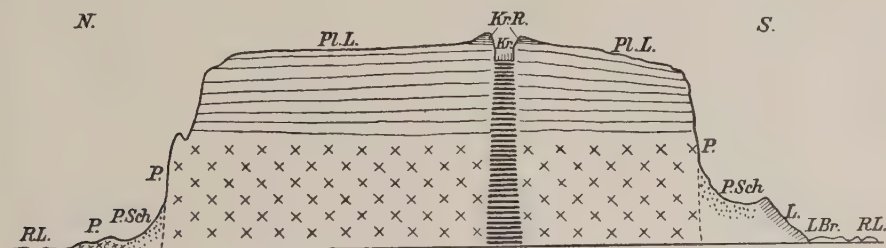
Geht die Erosion weiter, so bleiben von dem Vulkan nur flachgelagerte Deckenreste übrig, die aus zahlreichen Lavabänken sich aufbauen. In diesem Stadium der Zerstörung sind die Reste kaum noch von Deckenresten der Areal- und Lineareruptionen zu unterscheiden. Schliesslich verwindet der massige Oberbau des Vulkans und das zylindrische Förderrohr, mit massiger Lava erfüllt, bleibt übrig.

Anordnung der Schildvulkane.

Von Wichtigkeit für das Verständnis des Unterbaues vieler Vulkangebiete ist der von Reck erbrachte Beweis, dass der Schildvulkan nicht auf Spalten zu sitzen braucht. Der viereckige Basaltklotz der Herdubreid ist durch Verwerfungen aus einem Schildvulkan herausgeschnitten und als horstartige Partie mit seiner Palagonitunterlage stehen geblieben. Vgl. Fig. 133. Spalten oder Verwerfungen, über denen der Schlot hätte sitzen können, müssten daher notwendigerweise an den steilen Horst-rändern zutage treten. Doch lässt sich nicht die geringste Störung feststellen.

Anordnung der Schildvulkan.

Fig. 133.



Profil durch die Herdubreid. Nach Reck.

Die Schildvulkane verteilen sich diffus über die Oberfläche und überdecken sich, zumal wenn sie dichter gedrängt stehen, mit ihren Laven gegenseitig und tragen auf diese Weise zum Aufbau des massiven Lavasockels mancher Vulkangebiete bei.

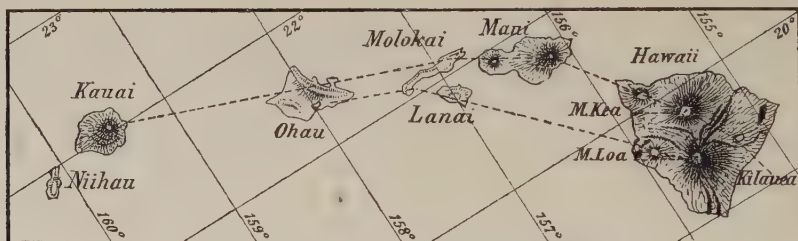
Beim Absinken des Landes bildet der massive Schildvulkan mit seinem kompakten Lavastiel ein Festigkeitszentrum, das horstförmig stehen bleibt. So schneiden die Verwerfungen viereckige oder polygonale Tafelberge heraus, die bereits mehrfach Erwähnung fanden.

b) Schildvulkane vom Hawaitypus. (5—6.)

Die basaltischen Lavavulkane der Sandwich-Inseln im Stillen Ozean, die mit ihren in der Gegenwart tätigen Vertretern auf die südlichste Insel Hawai beschränkt bleiben, sind im Grunde genommen die

Schildvulkane
vom
Hawaitypus.

Fig. 134.



Kärtchen der Hawaianischen Inseln. Nach Dana.

gleichen Schildvulkane wie der isländische Dyngjutypus. Alle charakteristischen Eigenschaften kehren hier wieder. Die Vulkane bauen sich im wesentlichen nur aus massigen Laven auf, die einen extrem hohen Grad von Dünnschmelze besitzen. Dementsprechend stellen diese Vulkane schildförmige Lavaanhäufungen dar, die nur einen sehr geringen Böschungswinkel haben. Die Lavabänke sind um den Hauptschlot perizentrisch gelagert.

Am Mauna Loa stellte Dana (5) folgende Gehängeneigungen in in den verschiedenen Richtungen fest.

Nach Südsüdwesten in der Richtung auf das Südkap	4° 22'	
„ Südsüdosten	„ „ „ „	die Kapapalaküste 6° 20'
„ Südosten	„ „ „ „	den Kilauea 6° 15'
„ Ostnordosten	„ „ „ „	Hilo 3° 51'
„ Südenwesten	„ „ „ „	die Westküste 6° 43'
„ Nordosten	„ „ „ „	Mauna Kea 5° 50' bis 6°

Die Neigungen übersteigen 6° nicht wesentlich und entsprechen den in Tabelle S. 450 mitgeteilten Böschungswinkeln isländischer Schildvulkane.

Im Zustand der Tätigkeit ist der zylindrische Förderschlot von einer flüssigen Lavasäule erfüllt, die in den Gipfelkrater ausmündet und dort in einen Lavasee endigt. Die allgemeine Form des Berges und die Grundzüge im Aufbau, sowie die Art der Magmaförderung haben beide Typen gemeinsam. Die Unterschiede ergeben sich aus den ungleich gewaltigeren Dimensionen der Hawaivulkane.

Einige Höhenangaben¹⁾ mögen diesen Unterschied veranschaulichen. Mauna Loa 3982 m, Mauna Kea 3986 m, Kilauea 1267 m, Hualalai 2251 m auf Hawaii, Haleakala 3057 m auf Maui.

Zu dieser Meereshöhe ist noch der unbekannte, vom Meere bedeckte Fuss der Vulkane hinzuzuzählen, dessen Höhe nicht gering zu veranschlagen ist, da die Hawaiinseln sich aus einem 4000 bis 6000 m tiefen Meere erheben.

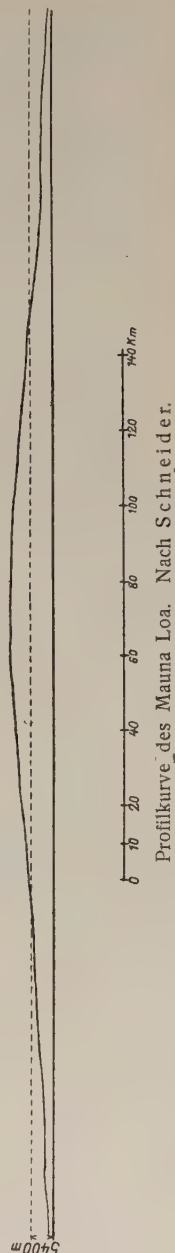
Dementsprechend ist die Basis der Berge eine sehr viel grössere. Dutton berechnete die Durchmesser der über dem Meere gelegenen elliptischen Basis des Mauna Loa zu 119 und 85 km.

Es ist eine allgemein anerkannte Tatsache, dass Vulkane, die eine bestimmte Höhe erreicht haben, ihre Gipfeleruptionen einstellen und ihre Tätigkeit auf Flankenausbrüche und Lavaergüsse aus tieferen Niveaus beschränken. Die Höhe bis zu welcher der Vulkanbau durch Lavaüberflutung aus seinem Gipfelkrater emporwachsen kann, hängt von der Grösse und dem Energieinhalt des speisenden Herdes ab und ist von Fall zu Fall sehr verschieden. Der Mauna Loa lässt seine Laven aus einem Niveau, das nur wenige hundert Meter unter seinem fast 4000 m hohen Gipfel liegt, austreten, während Überflutungen der Kraterländer des nur 1267 m hohen Kilauea nie eintreten sind.

Mit dem Augenblick aber, wo die Lavaförderung nicht mehr aus dem Gipfelkrater erfolgt, hat der Vulkan sein Höhenmaximum erreicht, er wächst dann nur noch in die Breite. Sein Bau verliert von diesem Zeitpunkt an an Regelmässigkeit und Einfachheit.

¹⁾ Die Höhenangaben sind P. Marshall, Oceania, Handbuch der regionalen Geologie VII, S. 4. entnommen.

Fig. 135.



Die Vulkanriesen der Sandwichinseln haben dieses Stadium überschritten. Der Unterschied zwischen den isländischen Schildvulkanen und den Lavavulkanen vom Hawaitypus besteht lediglich darin, dass erstere über das Stadium der Gipfeleruptionen nicht hinausgekommen sind, während letztere dieses Stadium überschritten haben.

Hält man an dieser Abgrenzung der Typen fest, so zeigen einzelne isländische Schildvulkane bereits den Übergang zum Hawaitypus.

Aus diesem Verhältnis lassen sich alle Eigentümlichkeiten der Schildvulkane vom Hawaitypus herleiten.

Der Krater der Schildvulkane.

Krater der
Schildvulkane.

Der Krater der Schildvulkane hat eine besondere Gestalt. Er verläuft nicht trichterförmig, sondern stellt einen kreisrunden oder elliptischen Kessel dar mit ebenem Boden, dessen Wände nahezu vertikal abbrechen. Der Abbruch erfolgt in Staffeln und Stufen, deren Oberfläche z. B. am Kilauea eine gleichsinnige, geringe Schrägstellung erkennen lässt, so dass längs der Steilränder drei spiralig ansteigende Terrassen verlaufen.

Dass die kesselförmige Ausmündung des zentralen Schlotens in dieser Form nicht allein das Ergebnis einer Explosion sein kann, beweisen die senkrechten Abstürze der Ränder. Explosionen werden stets eine sich mehr oder weniger trichterförmig erweiternde Öffnung schaffen.

Es verdienen somit diese Gebilde einen besonderen Namen. Dutton (6) nennt sie „Calderen“, Dana „Lochkrater (pit crater)“. Sie sollen hier nach Duttons Vorgang als Calderen und zwar als Einbruchscalderen bezeichnet werden.

Caldera
Pit Krater.

Das Wort Caldera bedeutet ursprünglich bei den Bewohnern der Kanarischen Inseln ein vulkanisches Kesseltal. Leopold von Buch übertrug diese Bezeichnung auf seine Erhebungs-krater; so fand das Wort Eingang in die wissenschaftliche Nomenklatur und hat sich besonders durch Stübel fest eingebürgert¹⁾. Will man den Begriff Caldera auch noch weiter benutzen, nachdem die Theorie der Buchschen Erhebungs-kratere sich als nicht zutreffend herausgestellt hat, so kann man demselben seinen ursprünglichen Sinn wiedergeben und darunter ein Kesseltal in vulkanischen Gebieten verstehen.

¹⁾ Es ist nicht leicht, Bezeichnungen, die sich einmal allgemein eingebürgert haben, auszumerzen, wie Gagel (7) es mit dem Wort „Caldera“ tun will, „um nicht Irrtümer der grossen Koryphäen unserer Wissenschaft zu konservieren“. Konsequenterweise wären dann Ausdrücke wie „vulkanische Asche“ oder „Schlacke“ zu vermeiden, da sie auch an die unrichtigen Vorstellungen von Verbrennungsprozessen gemahnen.

Spethmann definiert die Caldera als einen „topographisch relativen Begriff“, welcher die unverhältnismässige Grösse eines kraterartigen Kessels zu der sonstigen Proportionalität eines Vulkanbaues ausdrückt. Er unterscheidet morphologisch einfache Calderen, die genetisch auf einen einheitlichen Vorgang zurückzuführen sind, kombinierte Calderen, die durch ein Zusammenwirken mehrerer Faktoren zustande kamen. Ihrer topographischen Lage nach können die Calderen in benachbarte und eingeschachtelte Calderen eingeteilt werden.

Fig. 136.



Pitkrater. Graf Götzenkrater. Niragongo, Ruanda, Deutsch-Ostafrika.

Photographische Aufnahme des Herrn Hauptmann Dr. Weiss. Mit Erlaubnis des Autors nach einem Diapositiv der Penckserie, Verlag Dr. Franz Stiedtner Berlin, abgebildet.

Da nun derartige Kesseltäler eine verschiedene Genesis haben können, muss dieselbe durch einen Zusatz zum Ausdruck kommen.

Nach ihrer Entstehung sind zu unterscheiden:

1. Einbruchscalderen, Kesseltäler, oft von gewaltigen Dimensionen, die durch Einbruch entstanden sind. Die Calderen des Mauna Loa und anderer Schildvulkane auf Hawaii sind Beispiele. Die Rückflusscalderen von Stübel sind hier einzuordnen.

2. Explosionscalderen, Kesseltäler, die durch Explosion entstanden sind, zum Beispiel der Kessel des Bandaisan in Japan, Krakatau, Sundastrasse.

Einteilung der
Calderen.
Einbruch-
calderen.

Explosions-
calderen.

Erosions-
calderen.

3. Erosionscalderen, Kesseltäler, die zwar im vulkanischen Gebiet liegen, aber nicht durch vulkanische Kräfte geschaffen sind. Sie sind lediglich das Ergebnis der Erosion. Ihre Anlage wird durch die Eigenart des vulkanischen Baues, durch den häufigen Wechsel von leicht auszuwaschenden Tuffschichten und festem Lavagerüst begünstigt. Die berühmte Caldera von La Palma ist ein Beispiel (7).

Der Krater der Schildvulkane vom Hawaitypus ist gewöhnlich eine Einbruchscaldera, häufig von recht grossen Dimensionen.

Grössenverhältnisse einiger Einbruchscalderen.

Name	Durchmesser der Caldera	Tiefe	Autor
Mokuaweweo, Krater des Mauna Loa.	5,6 km und 2,8 km	106 m im Jahre 1888	P. Marshall Dana
Kilauea	5,6 km und 4 km 4,6 km und 2,8 km	wechselnd, ca. 180 m	P. Marshall W. Penck
Haleakala	Calderaränder stossen unter einem Winkel von 70° zusammen; z. T. zerstört	660 m	Dutton (S. 205)

Die Lage und Gestalt des Eruptionsschlotes.

Lage und Gestalt
des Eruptionsschlotes.

Der zentrale Förderschlot mündet in die Caldera. In ihm steigt und fällt die flüssige Lavasäule. Diese endet in einem Lavasee im Boden derselben. Über die Maße der Lavasäule lassen sich durch unmittelbare Beobachtung sichere Feststellungen nicht machen. Am eingehendsten sind die Verhältnisse am Kilaueakrater studiert. Der gegenwärtige, offene Lavasee Halemaumau liegt stark exzentrisch in der Südwestecke des Kraters. Seit 1823 steht dieser Vulkan unter steter Beobachtung und es haben seitdem die tätigen Lavaseen ihre Anzahl, ihren Umfang und ihre Lage häufig gewechselt. Nach der grossen Eruption von 1823 hat sogar die Lava den ganzen Krater eingenommen. Aus dieser nicht konstanten Lage schliesst Dana, dass der Querschnitt der flüssigen Lava unter dem Kraterboden wenigstens ebenso gross wie der Kraterboden selbst ist. Der Lavasee wäre in Zeiten der Ruhe mit einem Luftloch zu vergleichen, das in die Eisdecke eines geschlossenen Sees geschlagen ist. Ja, die Einbrucherscheinungen ausserhalb des Kraters, seine Spalteneruptionen, veranlassten Dana zu der Annahme, dass die Randregion noch zum Bereich des Schlotes gehört.

Andererseits müssen die verschiedenen Lavaseen im Krater auch ihre eigenen Zufuhrkanäle besessen haben, was aus ihrer gegenseitigen

Unabhängigkeit hervorgeht. Danach müsste man sich den Kilaueaschlot als einen sich nach unten verjüngenden Kanal vorstellen.

An einem der kleineren Lochkrater der Puna ist durch einen Abbruch der Kraterboden und seine Unterlage blossgelegt. Daly (8) konnte feststellen, dass in diesem Fall der Boden, über welchem der Lavasee zu einer kompakten Basaltmasse erstarrte, nahezu eben ist. Der Zufuhrkanal kann in diesem Fall nur einen sehr viel kleineren Querschnitt besessen haben als der Lavasee selbst. Hier steht also die Beobachtung der Theorie entgegen. Trotzdem scheint mir der Widerspruch lösbar zu sein. Die Punakrater sind nicht selbständige Zentren und mögen daher auch nicht völlig mit den grösseren Schloten übereinstimmen. So wünschenswert es wäre, für die richtige Erfassung der vulkanischen Vorgänge in einem Schildvulkan die Beschaffenheit des Förderschlotes zu kennen, so gehört doch dieses Problem noch zu den zahlreichen andern, deren Beantwortung der Zukunft vorbehalten ist. Die Dana'sche Hypothese (5) erklärt sicherlich eine Reihe von Ausbruchserscheinungen besser als die Dalysche, besonders die wechselnde Lage der Lavaseen.

Entstehung der Einbruchscalderen.

Von der Beschaffenheit des Förderschlotes hängt das Zustandekommen des Abbruches der randlichen Partien der Caldera ab. Der Vorgang wird durch Unterminieren der Kraterwände seitens flüssiger Lava bewirkt. Dieselben brechen, ihres Haltes beraubt, in Staffeln zur Tiefe. Nach Dana steigt und fällt beim Kilauea die Lavasäule und mit ihr der Kraterboden. Zufluss an heissem Magma schmilzt überdies den bereits verfestigten Basalt wieder ein. Beim Sinken der Lavasäule, das stets dann eintritt, wenn die Lavamasse an irgend einer Stelle im Krater — über die Ränder der Caldera ist die Lava nie geflossen — sei es in der Tiefe oder aus Spalten in einem tieferen Niveau einen Ausfluss gewonnen hat, erfolgt das Abbrechen der Ränder.

Entstehung der
Einbruch-
calderen.

Daly erklärt das Abbrechen durch Strömungen im Lavasee. Die heisse Lava fliesst aus dem Schlot zur Oberfläche und wird als Lava-fontaine bis zu 15 m Höhe emporgeschleudert. Hier verliert sie ihr Gas und strömt, dadurch allmählich schwerer werdend und sich abkühlend, gegen die senkrechten Kliffs des Randes. Der kalte, gasarme Strom sinkt zu Boden und wieder in den Schlot zurück. Die Vergrösserungen der Caldera durch die Abbrüche sind recht bedeutend. In den Jahren 1864—1880 betrugen dieselben fünf Prozent.

Nach Erklärung der Einbruchscaldera müssen wir noch einmal auf die Beschaffenheit des Förderschlotes zurückkommen. W. Penck (9) versucht durch Zurückversetzen der gesunkenen Kraterwände an ihre alte

Stelle die ursprüngliche Grösse des Kilaueaschlotes zu berechnen. Er findet als Durchmesser des elliptischen Schlotes 2 und 3 km, während nach Daly der Kanal im Durchmesser 450 m keinesfalls übersteigt.

Die Eruptionen der Schildvulkane vom Hawaitypus.

Mauna Loa, 3982 m.

Die Eruptionen
der Schild-
vulkane vom
Hawaitypus.
Mauna Loa.

In der Geschichte eines jeden Vulkans folgt auf das Stadium der Gipfeleruptionen dasjenige der Flankeneruptionen. Die Hawaiiulkane Mauna Loa und Kilauea sind bereits in diese zweite Periode eingetreten. Trotzdem bei dem Mauna Loa die Lavasäule bis zum Boden des Mokuaweoweokraters zu einer Höhe von fast 4000 m frei mit der Luft kommuniziert, erfolgen die Lavaergüsse fast nie aus dieser Öffnung und haben jedenfalls die Ränder der Caldera nicht überflossen. Alle Ströme, darunter viele von riesigen Dimensionen, treten in einem tieferen Niveau zutage.

Ausbruchs-
niveau.

Ausbruchsniveau der Mauna Loa-Ströme nach Dana.

Ausbruch		Höhe der Haupt- ausbruchsstelle	Richtung des Ausflusses	Länge
Beginn	Dauer			
1832 Juni 20.	2—3 Wochen	Gipfel	Kein Lavaausfluss	—
1843 Januar 9.	1½ Monat	3353 m	NNW	24 km
1851 August 8.	3—4 Tage	3931 "	W	3 "
1852 Februar 17.	20 Tage	über 3047 "	O	32 "
1855 August 11.	15 Monate	3656 "	O	42 "
1859 Januar 23.	10 Monate	3199 "	NW	53 "
1868 März 27.	16 Tage	914 "	S	16—17 "
1880 November 5.	9 Monate	3382 "	O	48 "
1887 Januar 18.	10 Tage	1980 "	S	26 "

Sogar aus einem Niveau unter dem Meeresspiegel können die Ausbrüche erfolgen, wie am 14. Februar 1877 westlich von Hawaii, drei Meilen südlich von Kealakekua, eine Meile von der Küste entfernt. Gleichzeitig mit dieser Abzapfung in der Tiefe verschwand der Feuerchein des Lavasees auf dem Gipfel des Vulkans.

Kilauea, 1267 m.

Kilauea.

Ausbrüche.

Sehr viel besser bekannt ist der Eruptionsmechanismus des leichter zugänglichen Kilaueakraters. Auch hier ist nie ein Überfließen der Calderaränder eingetreten. Der Kilauea hat seit dem Jahre 1823, wo die wissenschaftliche Beobachtung einsetzte, vier grosse Ausbrüche gehabt, die in den Jahren 1823, 1832, 1840 und 1868 stattfanden und sich ziemlich ähnlich sind. Vor dieser Zeit liegen aus dem Jahre 1798 von

einem grossen, anders gearteten Ausbruch nur sehr unvollständige Nachrichten vor. Von ihm wird später noch die Rede sein.

Neben diesen grossen Ausbrüchen haben die Jahre 1849, 1855, 1879 und 1886 kleinere Eruptionen geliefert, die aber die Gestalt des Kraters nicht wesentlich verändert haben.

Fig. 137.



Der Grosse Krater des Kilauea mit seinen Terrassen und Lavasee im Jahre 1840. Nach Dana.

Der Kilaueakrater in seiner älteren Gestalt besteht eigentlich aus zwei Lochkratern (Pitkrater), die ineinander geschachtelt sind. Der zweite tiefere Krater (Lower Pit) ist kleiner. Sein oberer Wallrand bildet die schwarze Kante (Black Ledge).

Gestalt und Veränderungen des Kilaueakraters.

Fig. 138.



Profil durch den Kilauea mit seinen Terrassen. Nach Dana.

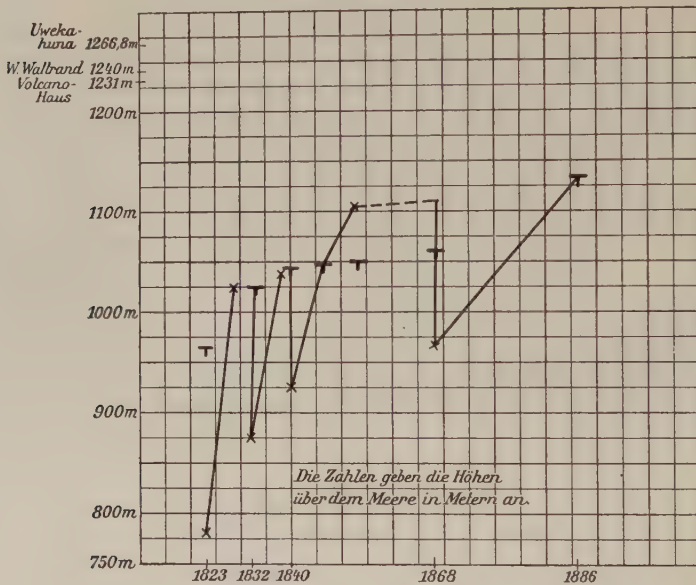
Die Veränderungen, die der Kilaueakrater im Laufe seiner Geschichte durchzumachen gehabt hat, bestehen:

1. in Absenkungen des Walles und Erweiterungen der grossen Caldera;
2. in Lavaüberflutungen des Calderabodens;
3. in einem Auf- und Absteigen der Lavasäule und einer damit verbundenen Hebung und Senkung des Bodens des tieferen Pitkraters.

In der Figur 139 habe ich versucht, die Veränderungen des Kilauea-kraters durch grosse Eruptionen nach den Angaben Danas graphisch zur Anschauung zu bringen. Wenn auch die vorhandenen Unterlagen zum Entwerfen eines in seinen Einzelheiten richtigen Diagramms nicht ausreichen und manche Daten untereinander nicht in Einklang zu bringen sind, ist schliesslich eine unvollständige graphische Darstellung zum Überblick der Grundzüge einer verwickelten Erscheinung besser als keine.

Das Diagramm lässt deutlich einen sich wiederholenden Zyklus

Fig. 139.



Diagrammdarstellung der Veränderungen des Kilauea-kraters, Nach Dana's Angaben entworfen.

T Schwarze Kante (Black Ledge).

× Boden des tieferen Lochkraters (Lower Pit).

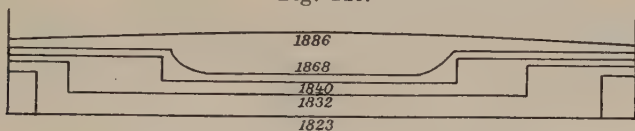
erkennen. In dem Zwischenraum zwischen zwei grossen Eruptionen steigt der Boden des tieferen Pitkraters schneller oder langsamer an bis er die schwarze Kante erreicht hat oder mit seinen zentralen Partien überragt.

Der Ausfluss der Lava während der grossen Ausbrüche bewirkt ein schnelles Sinken der Lavasäule und damit des Kraterbodens. In diesen Zeitraum fallen sehr wahrscheinlich die von Zeit zu Zeit sich wiederholenden Abbrüche des Calderarandes, welche die Caldera immer grösser gestalten. Die schwarze Kante, der plateauförmige Streifen, ist der Boden des grossen Kraters, in den der zweite eingesenkt ist; er hat eine nahezu konstante Lage. Wenn auf dem Diagramm ein allmähliches Höherrücken zu erkennen ist, so hängt das mit Lavaüberflutungen zu-

sammen und kaum mit Verschiebungen der Höhenlage. Das Diagramm lässt ferner erkennen, das trotz der Oszillationen ein dauerndes, langsames Ansteigen des inneren Kraterbodens sich vollzieht. Nachdem die Senkung infolge des Ausbruchs im Jahre 1868 durch Ansteigen des Bodens wieder ausgeglichen war, hat der Boden des inneren Kraters die schwarze Kante erreicht. Seit dieser Zeit hat der innere Krater zu existieren aufgehört.

Fig. 140 gibt die Änderungen des Kilaueakraters im Profil an.

Fig. 140.



Änderungen im Kilaueakrater. Nach Dana.

Die nachfolgende Tabelle liefert einige Höhenzahlen dazu.

	1823	1832	1840	1868	1886	Fixpunkte
Höhenlage des tieferen Kraters ü. d. M.	723 m	885 m	926 m	966 m	1134 m	Höchster Punkt des Calderarandes, Uwekahuna 1266,8 m.
Höhenlage der schwarzen Kante, d. i. Boden des ersten Kraters ü. d. M.	966 m	1022 m	1043 m	1057 m	1134 m	Höhe des westlichen Calderarandes 1240 m.
Tiefe des inneren Kraters (Lower Pit) von der schwarzen Kante aus gemessen.	183 m	137 m	117 m	91 m	0 m	Volcanohaus 1231 m.
Tiefe des ersten Kraters vom westlichen Randwall der Caldera 1240 m aus gemessen.	274 m	218 m	197 m	183 m	106 m	Die Höhen sind Meereshöhen.

Die Verlegung der Tätigkeitszentren im Laufe der Zeit lassen sich an der Hand nachfolgender Kartenskizzen der Caldera studieren.

Fig. 141 stellt den Krater nach der Kraterkarte von Malden aus dem Jahre 1825 dar; sie ist Dana entnommen. Sie zeigt die erwähnten zwei ineinander geschachtelten Krater. Der innere, tiefere Krater (Lower Pit) ist am tiefsten und grössten. Der Boden des höheren Kraters ist nur ein schmales Band, die schwarze Kante (Black Ledge).

Auf der Wilkeschen Karte der U. S. Expl. Expedition vom Jahre 1841 (Fig. 142) sieht man eine starke Einengung der Tätigkeit und des Umfanges des Lower Pitkraters. In der Südwestecke schnürt sich ein

Fig. 141.



kleiner Pitkrater, der Halemaunau, ab, der von nun an das Zentrum der Tätigkeit ist. Er wird zuerst vom Grafen Strzelecki erwähnt,

Fig. 142.

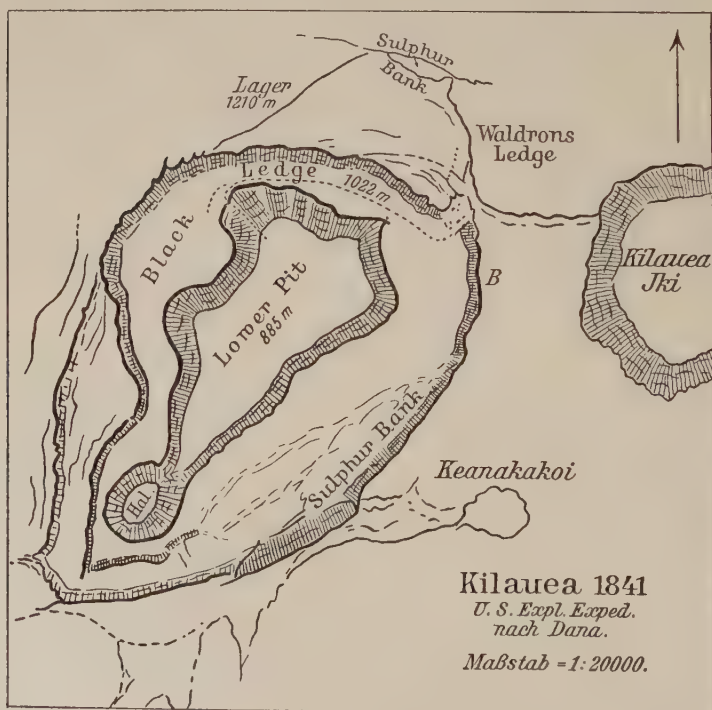


Fig. 143.

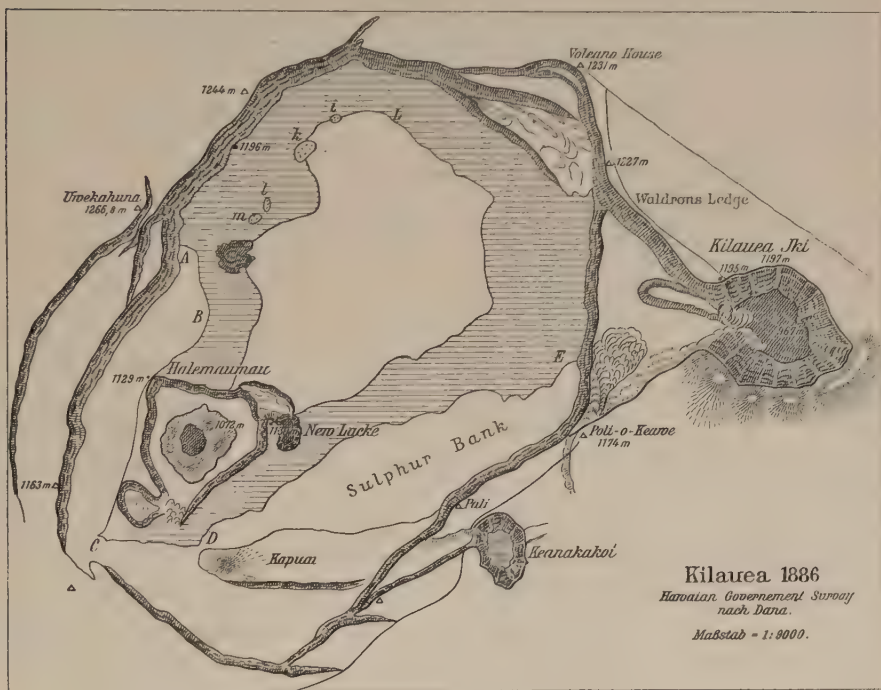
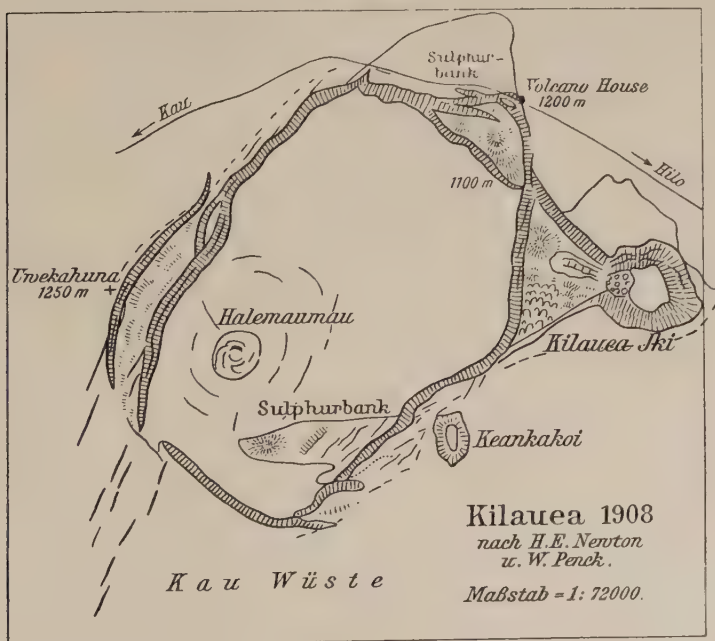


Fig. 144.



der im August oder September 1838 den Kilauea besuchte. Damals war Halemaumau einer der sechs vorhandenen Kraterseen. Die genaueste Karte (Fig. 143) wurde 1886 von der Hawaischen Government Survey durch Vermessung aufgenommen. In dieselbe sind die Veränderungen durch den Ausbruch von 1868 eingetragen. Damals verlief der Rand der grossen Caldera längs der Linie A-B-C-D-E. Durch Einbrüche ist seitdem derselbe um ein erhebliches Stück zurückgewichen. Die schwarze Kante ist horizontal schraffiert, sie ist nicht mehr vorhanden, mit ihr ist 1886 der Lower Pitkrater verschwunden.

Neu entstanden ist 1868 der New Lake in der Nachbarschaft des Halemaumau; ferner sind eine Anzahl Lavaseen eingetragen, wie m, l, k, i, die teils auf der schwarzen Kante, teils im Bereich des Lower Pitkraters liegen. Halemaumau hat eine weitere Einengung erfahren. Fig. 144 stellt die Verhältnisse dar, wie sie heute noch bestehen. Der Kilaueaboden wird von Fladenlava bedeckt. Halemaumau ist der einzige vorhandene Lavasee.

Das Verhältnis des Kilauea zum Mauna Loa.

Das Verhältnis dieser beiden Vulkane zu einander war lange Zeit rätselhaft, bis Daly die Lösung gab. Der Kilauea liegt auf der Flanke des Mauna Loa und vollständig in seinem Bereich. Er ist demnach dem Vulkanriesen Mauna Loa tributär. Trotzdem besteht kein Zusammenhang zwischen beiden Vulkanen. Wenn daher eine unterirdische Verbindung zwischen beiden Schloten, in denen flüssige Lava-säulen oszillieren, einmal bestanden hat, so muss dieselbe jetzt unterbrochen sein. In den Lavabänken des Mauna Loa-Hanges fand Daly am Rande des Kilaueakraters unter seiner höchsten Stelle bei Uwekahuna einen porphyrischen Gabbrolakkolithen eingeschaltet.

Durch eine ähnliche seitliche Injektion von dem Hauptschlot des Mauna Loa aus wurde der Herd des Kilauea geschaffen (vgl. Fig. 92, S. 336). Der Kilaueaherd ist ein Herd zweiter Ordnung des Mauna Loa. Würde diese seitliche Abzweigung zur Oberfläche durchgebrochen sein, so hätten wir das Schauspiel eines Flankenausbruchs in einem tiefen Niveau. Es braucht aber ein Durchbruch nicht notwendig zu erfolgen. In diesem Falle tritt eine satellitische Injektion ein, wie Daly sie bezeichnet, die sich äusserlich nur durch eine sanft rückenförmige Anschwellung kundtut.

So lange die Injektionsmasse mit dem Hauptherd in Verbindung bleibt, müssen die bei der Abkühlung und Entgasung sich entwickelnden Energiemengen der Hauptesse zugute kommen.

Sobald jedoch die Kommunikation durch fortschreitende Erstarrung unterbrochen wird, haben wir einen allseitig von fester Lava ungeschlossen,

Verhältnis des
Kilauea zum
Mauna Loa.

Satellitische
Injektion.

flüssigen Herd, der auch allmählich seiner Erstarrung entgegengeht und dabei Energiemengen entwickelt, die an irgend einer Stelle den Durchbruch zur Oberfläche erzwingen können.

Die Bildung des Kilaueavulkans auf der Flankè des Mauna Loa ist eine Flankeneruptionerscheinung dieses Vulkanriesen.

Die Entstehung des Kilaueavulkanes.

Die grosse Eruption des Jahres 1789 ist bisher nicht besprochen worden. Während alle Ausbrüche in der für Schildvulkane normalen Weise durch ruhigen Ausfluss der Lava vor sich gehen, ist nach den sagenhaften Berichten von einer gewaltigen Explosion im Jahre 1789 die Rede, die grosse Massen vulkanischer Lockerprodukte förderte. Die Tuffe, welche die Kraterwände des Kilauea krönen, mögen, wie Penck meint, auf diese Explosion zurückgeführt werden können, die mit der Entstehung des Vulkans selbst in Verbindung zu bringen wäre.

Entstehung des
Kilaueavulkans.

Die Tuffe sind sicherlich jung und nie von Lavaströmen bedeckt gewesen. Gegen Pencks Auffassung spricht, dass der Kilauea bereits 1823 die Gestalt des ineinander geschachtelten Doppelkraters besessen hat, also damals bereits die Einengung eines ehemals grösseren vulkanischen Schauplatzes stattgefunden hat.

Die Explosionsphase bei Schildvulkanen.

Die Geschichte des Mauna Loa und seines Trabanten ist hier aus dem Grunde ausführlicher behandelt worden, weil sie dem Grunde ausföhrlicher behandelt worden, weil sie Aufschluss über die gegenseitigen Beziehungen zwischen Effusiv- und Explosionsphase zu geben vermag, und über die engere Gruppe der Schildvulkane hinaus das Verständnis mancher vulkanischer Erscheinungen vermittelt.

Explosionsphase
bei
Schildvulkanen.

Die Explosion von 1789 lehrt, dass unter bestimmten Umständen selbst Schildvulkane in ein explosives Stadium eintreten können. Es ist nun zu untersuchen, unter welchen Bedingungen die effusive Tätigkeit einer explosiven weichen muss. Aufschluss gibt uns der Kilauea in den Jahren 1848—1855, einer Zeit verhältnismässiger Ruhe. Im Jahre 1848 hatte sich der Halemaumau-Lavasee mit einer dicken Kruste bedeckt. Die Wärmezufuhr von unten reichte offenbar nicht mehr aus, um den Schlot dauernd offen zu halten. Die Kruste wölbte sich domartig 60—90 m auf. Im August ragt der Dom bereits über die tiefsten Stellen des Calderarandes. Im Frühjahr 1849 begann eine lebhafte Tätigkeit. Unter Detonationen brach der Gipfel des Domes auf und Lava wurde 15—16 m hoch ausgeschleudert. Die Erscheinung verlief sehr stürmisch. In den folgenden Jahren verschwand der Dom wieder. Auch der Mauna Loa zeigte gelegentlich ähnliche Verhältnisse.

Schlussfolgerungen.

Schluss-
folgerungen.

Diese Vorgänge lehren, dass die explosive Phase sich sofort einstellt, wenn die Laven durch Wärmeverluste den höchsten Grad von Dünnflüssigkeit eingeblüsst haben.

Gesetzmässige
Beziehung
zwischen den
beiden Förde-
rungsphasen und
der Temperatur.

Der Übergang von der effusiven zur explosiven Phase ist durch allmähliches Heruntergehen der Temperatur im Vulkanschlot oder Herd bedingt.

Die Lavavulkane sind die heissesten. Ihre Temperaturen reichen, wie S. 38 ff. festgestellt wurde, aus, um der Lava den höchsten Grad der Dünnflüssigkeit zu geben. Dass derartige Magmen nur basaltischer Natur sind, hängt sicherlich damit zusammen, dass in der Gegenwart alle heissen Magmen aus grösserer Tiefe basaltischer Zusammensetzung sind. Ein Grund, dass in früher Zeit nicht auch anders geartete Magmen die obigen Bedingungen erfüllt und Schildvulkane aufgebaut hätten, liegt nicht vor.

Die Übergangstemperatur von der effusiven zur explosiven Phase liegt, da sie eine Funktion der Viskosität ist, bei verschiedenen Magmen verschieden hoch, beim Basalt noch am tiefsten.

Noch ein weiterer wichtiger Schluss kann gezogen werden. Die Schildvulkane sind die einzig möglichen Vulkanbauten unter den Zentraleruptionen, die allein durch die effusive Phase zustande kommen. Bei allen anderen Vulkanbauten muss die explosive Phase eine mehr oder weniger dominierende Rolle spielen.

Das obige Gesetz nämlich, dass durch allmähliches Heruntergehen der Temperatur die effusive Phase in die explosive übergehen muss, macht manche Eigenarten der Vulkanbauten verständlich. Es erklärt, warum nach langer Ruhe das Wiederaufleben der vulkanischen Tätigkeit durch besonders heftige Explosionen eingeleitet wird, vgl. die Kilaueaeruption 1789.

Es erklärt ferner, dass auch bei Schildvulkanen, die dem Erlöschen entgegengehen, Explosionsgebilde sich einstellen, wie im Gipfelkrater des Haleakala auf Maui. So trifft man Schlaackenkegel und selbst Aschenkegel besonders bei Spaltenausbrüchen auf den Flanken der Schildvulkane, z. B. Diamond Cone und die Punch-bowl auf Oahu.

Schildvulkane ohne Einbruchscalderen auf dem Gipfel.

Schildvulkane
ohne Einbruch-
calderen auf dem
Gipfel.
Mauna Kea.

Nicht alle Schildvulkane besitzen Einbruchscalderen wie der Mauna Loa und Kilauea. Ein Beispiel eines calderalosen Schildvulkans ist der Mauna Kea. Nach Dutton fanden sich auf der Gipfelplattform nur ein Dutzend Aschenkegel von 200—300 m Höhe.

Hat dieser Berg nie eine Caldera besessen? Auf diese Frage gibt

uns der Kilauea Antwort. Seit 1823 hat sich der Kilaueaboden, von einzelnen Schwankungen abgesehen, ständig gehoben.

Bei einem weiteren Fortschreiten der Hebung muss schliesslich die ganze Caldera ausgefüllt werden und, wie der tiefere Pitkrater, verschwinden. In diesem Zustand befand sich wahrscheinlich der Mauna Kea, als er seine Tätigkeit ganz einstellte. Die Erosion kann eine etwa vorhandene Caldera nicht in dieser Weise völlig zerstört haben, das beweisen die sehr viel weniger widerstandsfähigen Aschenkegel.

Andere tätige Schildvulkane.

Schildvulkane finden sich noch auf den Samoainseln. Besonders tätig ist Sawaii (10). Der jüngste Ausbruch des Matavanukraters von 1905—1909 ist durch die vorherrschende Beteiligung der effusiven Phase ausgezeichnet. Der Krater mit seinem Lavasee erinnert sehr an den Kilauea. Die Ähnlichkeit ist nicht nur eine morphologische, sondern auch durch die Ausbrucherscheinungen bedingt. Die Insel besitzt keinen zentralen Schildvulkan, sondern die S. 421 bereits erwähnte Vulkanspalte bildet das Rückgrat. Geologisch ist die Insel zu wenig durchforscht, um ein Urteil über die gegenseitigen Beziehungen der Ausbruchstellen zu fällen. Es macht aber den Eindruck, als wenn der Matavanukrater zur Spalte in demselben satellitischen Verhältnisse steht wie der Kilauea zum Mauna Loa (vgl. Fig. 145).

Andere tätige Schildvulkane. Matavanukrater auf Sawaii.

Das innere Gerüst der Schildvulkane.

Das innere Gerüst eines Vulkans kann nur an älteren, weitgehend zerstörten Vulkanruinen studiert werden. Bei den südlichen Schildvulkanen auf Hawai, dem Mauna Kea und dem Hualalai auf Maui ist die Erosion nicht weit genug vorgerückt, um den Bau des Gerüsts freizulegen.

Das innere Gerüst der Schildvulkane.

Günstiger liegen die Verhältnisse auf Kauai, der nördlichsten Insel. Dana beobachtete hier, dass die Ströme gegen das Innere des Berges mächtiger werden. Die Dicke der Lavabänke betrug 8 km von der Küste bereits 30 m.

Kauai.

Ein sehr viel klareres Bild des inneren Gerüsts eines Lavavulkans gibt nach Dana die Insel Tahiti. Tahiti ist ein bis zu 600—1000 m Tiefe blossgelegter Schildvulkan mit 3—5° Böschung vom Hawaitypus, eigentlich ein Zwillingsvulkan. Die beiden höchsten Gipfel, Orohena 2232 m und Aorai 2069 m, stellen gleichzeitig die beiden Hauptausbruchzentren dar. Dana schätzt die ursprüngliche Höhe des Berges zu 2250 m. Die Lavabänke werden gegen das Innere zu mächtiger — 8—9 km von der See 300 m. Die tiefsten Laven sind zuerst ausgeflossen.

Tahiti.

Der Schlot ist kristallinisch-körnig erstarrt, und auch sonst mögen zwischen die Lavabänke zahlreiche Intrusivkörper injiziert worden sein, die von Laacroix (11) an Geröllen des Papenootales als Gabbro, Essexit, Nephelinsyenit, Theralith mit ihrer Ganggesteinsgefolgschaft bestimmt worden sind. Doch ist die geologische Kenntniss der Insel zu lückenhaft, um Einzelheiten festzustellen. Es spielen neben den Extrusionen unterirdische Intrusionen eine bedeutende Rolle und tragen zum Aufbau eines komplizierten Gerüsts bei.

Fig. 146.



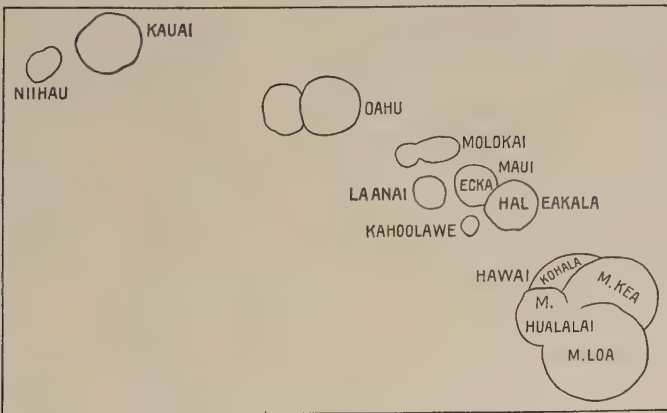
Tahiti. Nach Dana.

Anordnung der Schildvulkane vom Hawaitypus.

Für diesen Typus der Lavavulkane gilt natürlich die gleiche Beziehung zu tektonischen Spalten die für die isländischen Schildvulkane festgestellt worden ist. Die Lavavulkane auf Hawaii und den übrigen Sandwichinseln sind Zwillingsvulkane, die sich zum Teil gegenseitig bedecken. Fig. 147.

Anordnung der
Schildvulkane
vom
Hawaitypus.

Fig. 147.



Anordnung der Schildvulkane auf den Sandwichinseln. Nach Dana.

Drängen sich zahlreiche Lavavulkane auf einem engbegrenzten Raum zusammen, so fließen ihre Baue ineinander. Es entstehen auf diese Weise mächtige, deckenartige Sockel, die den Untergrund mancher Vulkangebiete aufbauen. Die einzelnen Vulkane sind dann gewöhnlich nicht mehr zu entwirren.

II. Rein explosive Vulkanbauten.

Unter den rein explosiven Vulkanbauten sollen alle diejenigen Formen der Zentraleruption verstanden werden, welche allein durch die Wirkung der explosiven Phase zustande kommen.

Die Maare. (12).

Maare.

Das Maar stellt den Erstlingskrater eines werdenden Vulkans dar, also gewissermassen seinen Embryonalzustand, wie Branca (12) in seiner trefflichen Monographie über Schwabens 125 Vulkanembryonen gezeigt hat. Seinen Ausführungen werde ich folgen. Die Beziehung zwischen Maar und Vulkan ist bereits von Alexander von Humboldt (13) richtig erkannt worden. Nach ihm war jeder Vulkanberg einmal ein Maar, ein einfaches Loch in der Erdrinde, und unter jedem Vulkan liegt füglich ein Maar begraben. Diese Humboldtsche These gilt auch heute noch in vollem Umfang, wenn man statt des zu allgemeinen Begriffs „Vulkan“ den „Zentralvulkan“ einsetzt.

Wie alle anderen Gebilde der Zentraleruption sich um die Mündung eines Necks herum aufbauen, ist auch das Maar die Ausmündung eines solchen, jedoch nicht verhüllt durch nachfolgende Auswurfsmassen.

Explosions-
krater.

Das Maar ist eine monogene Bildung und, wie der Neck, durch Explosion und Ausblasen entstanden. Bei dieser einmaligen Äusserung der vulkanischen Kraft ist es geblieben. Aus diesem Grunde sind die Maare so besonders interessante Gebilde, weil sie über das allererste Entwicklungsstadium eines Vulkans nie hinausgekommen sind. Derartige Fälle sind im ganzen sehr selten, wenn man die weiter-unten durchgeführte scharfe Trennung zwischen Maar und Explosionskrater anerkennt. Branca (12) zählt ausser den 127 Maaren Schwabens noch etwa 50 weitere auf, die über die ganze Erde verbreitet sind.

In den meisten Fällen dient die einmal durchgeschlagene Röhre häufiger zur Förderung magmatischer Produkte und das Maar wird zum Vulkan.

Die Explosionerscheinungen, die zur Bildung des Necks und damit auch des Maars führen, sind bereits eingehend S. 207 behandelt worden.

Es muss jedoch noch auf einen Unterschied hingewiesen werden, der für die strenge Begriffsfassung der Maare wichtig ist.

Das Maar ist ein Explosionskrater. Aber nicht jeder Explosionskrater ist gleichzeitig ein Maar. Das Maar tritt als monogene Schöpfung selbständig auf, es besitzt einen eigenen Neck, der nur einmal zur Förderung magmatischer Produkte gedient hat. Explosionskrater dagegen liegen in den Flanken oder auf dem Gipfel fertiger Vulkane. Sie mögen

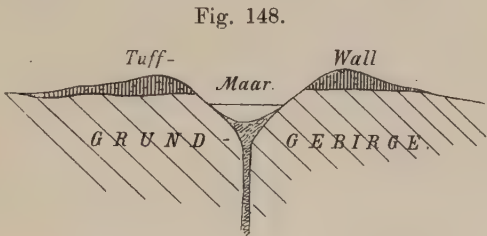
äusserlich dieselbe Gestalt besitzen und doch sind sie keine Maare, da ihnen das Merkmal der Selbständigkeit abgeht. Der Förderschlot der Explosionsgase ist in diesem Fall der grosse allgemeine Vulkanschlot des betreffenden Vulkans. In der Literatur wird sehr oft Maar und Explosionskrater verwechselt. Doch muss zur Klärung der Begriffe an der von Branca gegebenen Definition festgehalten werden. Wenn Schneider (1) von den Maaren als Epigonen vulkanischer Kräfteäusserungen spricht, so liegt dieser Auffassung dieselbe zu weite Ausdehnung des Maarbegriffs zugrunde. Explosionskrater können in den meisten Fällen als Nachzügler vulkanischer Kräfteäusserungen aufgefasst werden. Die indirekten Eruptionen, welche S. 94 besprochen wurden, gehören hierher. Die sogenannten Maarexplosionen der japanischen Vulkane Bandai, Shirane u. a. Vulkane sind nach dieser engen Begriffsfassung keine Explosionen aus Maaren, sondern solche aus Explosionskratern.

Maarbildungen als Anfangsformen eines sich entwickelnden Vulkan- gebiets sind aus der Gegenwart nicht bekannt.

Gestalt der Maare.

Die Maare sind im Gegensatz zu den gewöhnlichen vulkanischen Gebilden negative Reliefformen, d. h. Hohlformen, trichterförmige oder zylindrische Vertiefungen. Sie sind zuweilen von einem Tuffkranz umgeben. Fig. 148. Derselbe kann auch fehlen. Der Grundriss des Maares ist kreisrund oder oval. Die Dimensionen schwanken in weiten Grenzen. Die nachfolgende Tabelle gibt die Maße einer Anzahl von Maaren nach Branca an.

Gestalt der Maare.



Idealer Durchschnitt durch ein Eifler Maar.

Die Dimensionen der Maare.

Dimensionen der Maare.

Name	Durchmesser des Maarkessels	Tiefe	Autor
Holzmaar, Vordereifel . .	300 m und 226 m		Branca
Laacher See	2500 m und 1500 m		"
Randecker Maar, Urach . .	1000 m		"
Apoya, Zentralamerika . .	2782 m und 1392—1859 m	150 m	"
Asososca, Nicaragua . . .		360—390 m	"
Cuicocha, Südabhang des Cotocachi, Ecuador . .	3200 m und 2300 m	300 m	Stübel Ecuador S. 87

Die Tiefe der Maare, die als Hohlformen gewöhnlich mit Wasser gefüllt sind, hängt von der Art der Schlotausfüllung ab und ist daher weit weniger charakteristisch.

Im Gegensatz zu den Maaren besitzen die Explosionskrater oder Explosionscalderen, wie man sie auch nennen kann, sehr viel grössere Dimensionen. Diese Gebilde sind leicht mit Einsturzkalderen zu verwechseln. In sehr vielen Fällen gehen daher die Ansichten über ihre Entstehung auseinander.

Zum Vergleich sollen in folgender Tabelle die Maße einiger Explosionscalderen zusammengestellt werden.

Dimensionen von Explosionscalderen.

Name	Durchmesser des Kraters		Tiefe	Autor
	Länge	Breite		
Aso, Japan	23 km	14 km	500 m	R. Andersen, Scottish Geog. Mag. XXV, 1909, S. 355—365
Zirkus d. Piks v. Tenerife	20 "	12 "	713 "	Reiss (14)
Albaner Gebirge . . .	11,1 "	10,2 "	486 "	J. Schmidt; G. v. Rath (14)
Santorin	11,1 "	17,4 "	750 "	Reiss (14)
			bisz. Meeres- spiegel	
Gunung Tengger, Java .	7 "	6,5 "	554 m	Junghuhn (46)
Lago di Vico.	7,4 "	5,7 "	260 m	J. Schmidt; G. v. Rath (14)
			bis zum See- spiegel	
Fogo, Cap Verden . . .	7,4 "	5,6 "	ca. 1000 m	Stübel (14)
Val del Bove, Ätna . .	7,6 "	5,2 "	—	S. v. Waltershausen (14)
Rocca Monfina	6,6 "	5,4 "	366 m	J. Schmidt (14)
Sete Cidades	5,5 "	4,6 "	608 "	Reiss (14)
Somma, Vesuv	3,7 "	3,7 "	424 "	J. Schmidt (14)
Taal, Luzon	2,3 "	1,9 "	75 "	Becker

Einteilung der Maare.

Man kann mit Branca folgende Gruppen von Maaren unterscheiden:

1. Gasmaare oder leere Maarkanäle.

Die schmelzförmige Lava bleibt in grosser Tiefe stecken. Zum Auswurf von vulkanischer Asche ist es gar nicht gekommen. Der Kanal ist mit zerschmetterten Durchbruchgesteinen erfüllt.

In dieser Gestalt liegt das früheste Entwicklungsstadium der Vulkanen vor. Auch Explosionskrater können ein gleiches Stadium aufweisen. Ähnliche parasitäre Röhren, aus welchen Gase noch heute ausströmen, hat Junghuhn in Java am Gunung Salak, Perwakti, Wajang, Kawah Manuk, Kawah Kiamis und anderen Vulkanen beschrieben.

Steigt das Magma in der Röhre höher hinauf, so stellen sich weitere Typen ein.

2. Maare mit Tuffüllung des Kanals.

Dieselben werden gewöhnlich auch von einem Tuffkranz umgeben.

3. Maare mit Lavaausfüllung des Kanals.

Diese Art ist die Embryonalform der Lavavulkane. Sie kann aber auch den gemischten Typen angehören. Auch hier kann ein Tuffkranz vorhanden sein.

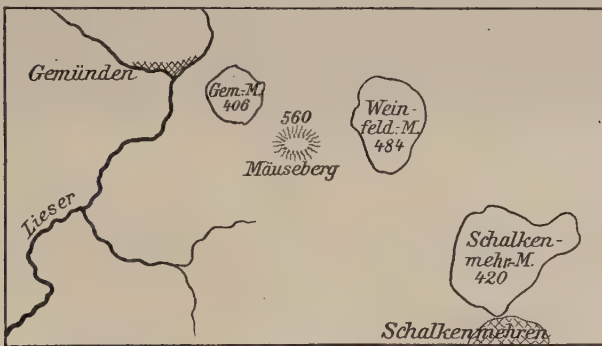
Die Verbreitung der Maare.

Die Angaben über die Verbreitung von Maaren hat Branca in seiner Monographie gesammelt.

Verbreitung
der Maare.

1. Schwaben. In dem engbegrenzten Gebiet von Urach ist die grösste Zahl von Maaren zusammengedrängt. Branca zählte im ganzen 127.

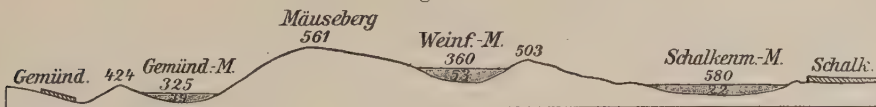
Fig. 149.



Karte der drei Dauner Maare. Maßstab 1:50 000.

2. Eifel. Im Laacherseegebiet sind zwei Maare, der Laachersee und der Wehrer Bruch, zu nennen. In der Hohen Eifel: Ulmer Maar, Weiher Wiese, Mosbrucher Wiese, zwei Maare im Osten und Westen

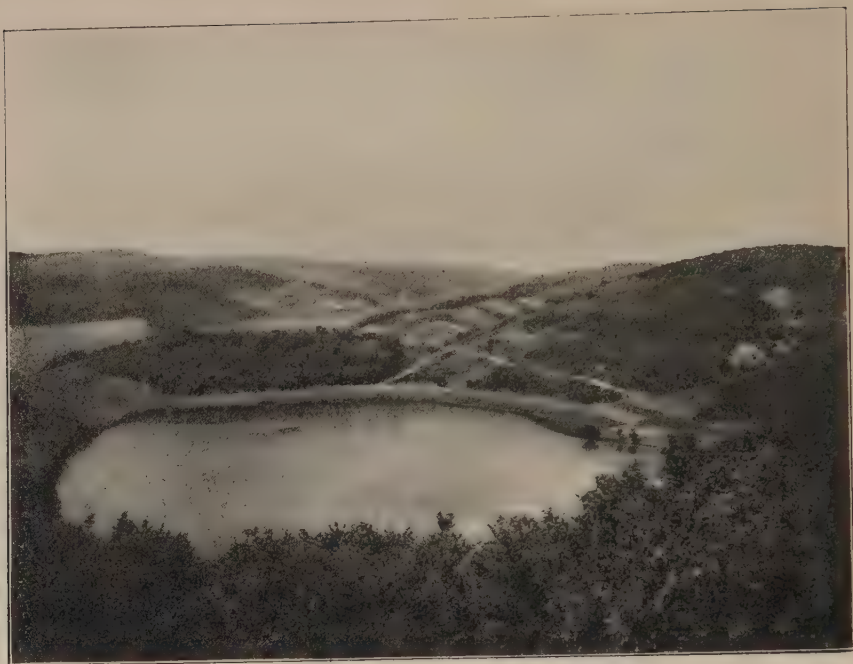
Fig. 150.



Profil durch die Dauner Maare. Nach L. Schulte. Längen- und Höhenmaßstab 1:30 000. (Die über den Maaren stehenden Zahlen geben in Meter ihre Breite, die eingeschriebenen Zahlen ihre Tiefe an.)

von Boos. Die Vordereifel weist 25 Maare auf, von denen das Pulvermaar von Gollenfeld, das Gemündner und Weinfeld-Maar bei Daun, das Doppelmaar von Schalkenmehren die bekanntesten sind.

Fig. 151.



Gemündener Maar in der Eifel.

3. Die Auvergne. In der Auvergne sind sieben Maare bekannt. Gour de Tazena bei Manzat ist in Granit ausgesprengt. Zu nennen sind ferner das Maar am Südhang des Puy de Coquille, am Puy de l'Enfer, Lac Pavin, Lac Chauvet am Fuss des Mont Cinère und der Maarsee von La Godivel.

4. Zentral-Amerika. Die vulkanischen Gebiete von Nicaragua besitzen eine Anzahl von Maaren.

Java und andere Gegenden zeigen noch gelegentlich diese seltene vulkanische Erscheinungsform.

Maarähnliche Bildungen. Kesseltäler.

Maarähnliche
Bildungen.

Im Anschluss an die Maare mögen an dieser Stelle vulkanische Hohlformen eine Besprechung finden, welche äusserlich in mancher Beziehung eine grosse Ähnlichkeit mit den Maaren oder Explosionskrateren besitzen, aber doch anderer Entstehung sind.

1. Die Riesessel oder Riescaldern (15—16).

Riesessel,
Riescaldern.

Das Ries von Nördlingen stellt eine nahezu kreisrunde, 25 km im Durchmesser messende, kesselartige Vertiefung in der umgebenden Jura-
tafel von etwa 200 m Tiefe dar.

Das Gebiet lässt sich in eine Reihe peripherischer Zonen gliedern. Der zentrale Teil besteht aus Granit mit einer Kappe von Keuper und Jura. Es folgt eine innere, hochgelegene, peripherische Zone und darauf eine äussere, abgesunkene. Die Lagerung der mesozoischen Schichten ist durch zahllose Dislokationen und Überschiebungen gestört. Weiter nach aussen folgt der Riesrand der Alb, der durch eine reiche Mannigfaltigkeit älterer Gesteine inmitten jüngerer ausgezeichnet ist. Im Süden umzieht ein halbmondförmiges Senkungsgebiet, die „Vorrieszone“, ein Gebiet mit vulkanischen Ausbruchspunkten, die aber über das embryonale Stadium nicht wesentlich hinausgekommen sind, das eigentliche Ries. Branca gibt für das merkwürdige Vorkommen folgende Erklärung. Durch einen unterirdischen Lakkolithen (Bysmalithen) ist der Granit, der die allgemeine Unterlage der Alb bildet, mit seiner Kappe pfropfenartig emporgepresst worden. Unter seinem Druck zersprangen die spröden Gesteine des Jura zu Breccien und wurden durcheinander geknetet (Vergriesung). Nach dieser Emporpressung trat eine Senkung ein, die die kesselförmige Vertiefung schuf. Das Steinheimer Becken mit 2,5 km Durchmesser und 80 m Tiefe ist von ähnlicher Entstehung, trotz des Fehlens jeglicher Spuren vulkanischer Gesteine. Die Verhältnisse liegen in beiden Gebieten äusserst kompliziert. Die Brancasche Hypothese erklärt die Lagerungsverhältnisse, wenn sie sich auch auf schwer beweisbare Annahmen stützt, wie die des hypothetischen Lakkolithen.

2. Kesseltäler (14. 17).

In manchen vulkanischen Gebieten treten kesselförmige Täler auf, deren Entstehung gleichfalls mit explosiven Vorgängen in Zusammenhang zu bringen ist.

Kesseltäler.

Kesseltäler von hufeisenförmiger Gestalt sind auf der Insel Teneriffa eine häufige Erscheinung. Das Tal von Orotava oder die Taoromulde ist nach Rothpletz (17) in dieser Weise ausgesprengt worden. Die beiden Seiten desselben, die Ladera de Tigaiga und die Ladera de Santa Ursula, sind verschiedener Zusammensetzung. Sie bestehen aus Lavabänken, welche nach Norden gegen das Meer einfallen, nahezu horizontal gegen die Mulde von Taoro ausstreichen und in nahezu senkrechten Wänden abbrechen.

Reiss (14) gab eine andere Erklärung für die Entstehung des Val de Taoro. Er fasste diese Mulden als interkolline Räume auf. Die Unterbrechung des hohen Nordgehänges ist bedingt durch geringere Anhäufung von Lava und Lockerprodukten. Die Senke ist also gewissermaßen von den vulkanischen Ausbrüchen ausgespart worden, ihre Anlage eine Folge der Verteilung der Ausbruchspunkte.

Die von Rothpletz gegebene Erklärung wird den Lagerungsverhältnissen besser gerecht.

Aufschüttungskegel.

Aschenkegel und
Schlackenkegel.

Bleibt ein Förderschlot längere Zeit für den Durchtritt von Explosionsprodukten geöffnet, so entsteht durch Anhäufung der Lockerprodukte um diesen Schlot ein kegelförmiger Berg. Die Kegelgestalt der Vulkanberge ist eine sehr charakteristische Form. Die ausserordentlich regelmässige Gestalt solcher Berge muss eine bestimmte physikalische Ursache haben, da sie bei allen Vulkanbauten der Erde wiederkehrt.

Vulkanische
Profillinien:
nach Milne.

Die geometrischen Gesetzmässigkeiten hat zuerst Milne (18) durch Ausmessen der Profillinien auf Photographien zahlreicher Vulkankegel Japans und der Kurilen zu ergründen versucht. Er kam zu dem Resultat, dass die Profilkurve des Vulkankegels in der oberen Hälfte eine logarithmische Kurve sei, die nach der Basis einen etwas sanfteren Verlauf nehme, ja, er glaubte sogar, aus Abweichungen vom idealen Verlauf der Kurve Rückschlüsse auf die Lage des massiven Vulkankernes machen zu können. Weiter stellte er die Ursachen der Symmetrie und der Unregelmässigkeiten fest. Dieselben beruhen:

1. Auf dem Bestreben einer sich selbst tragenden Säule von losem Material unter dem eigenen Gewicht an der Basis auseinander zu fliessen und eine bestimmte geometrische Form anzunehmen, nämlich die eines Rotationskörpers und zwar einer um ihre Assymptote gedrehten logarithmischen Kurve.

2. Die Gestalt der Profilkurve ist ferner abhängig von dem spezifischen Gewicht des Materials, das den Kegel zusammensetzt. Während des Aufbaues rollen grössere, dichte Partikel weiter den Hang herab als kleinere. Sie bleiben erst liegen, wenn die Neigung des Hanges dem dem Böschungswinkel der Gleichgewichtsfigur entspricht.

Die Bewegung der Massen vom Gipfel gegen die Basis nennt Milne „Denudation durch die Schwere“. Am Fusse des Berges werden dieselben abgelagert, die Steilheit der Böschung wird auf diese Weise abgeschwächt. Durch diese Art der Denudation findet gleichzeitig eine Saigerung nach der Korngrösse des Materials statt. Allgemein nimmt dieselbe mit der Entfernung vom Gipfel zu.

3. Die Symmetrie der Kegel wird bedingt durch die genaue zentrische Lage des Gipfelkraters und die vertikal gerichteten vulkanischen Entladungen.

Abweichungen von diesem regelmässigen Bau haben ihren Grund in verschiedenen Ursachen:

1. Nicht genau vertikal gerichtete Entladungen schütten den Kegel in ungleicher Weise auf.

2. Dieselbe Erscheinung tritt auf, wenn Flankenausbrüche oder parasitäre Krater die Regelmässigkeit des Baues stören.

3. Eine ganz besondere Rolle spielen die bei der Eruption herrschenden Winde, welche die ausgeworfenen Produkte in bestimmte Richtungen verwehen. In Gegenden, die auf längere Zeiten im Jahre durch konstante Winde ausgezeichnet sind, wird man deren Einfluss auf das Wachstum des Kegels unschwer erkennen können.

4. Die Verschiedenheit der Ausbrüche selbst, vor allem das Ausreten von Lavaströmen, trägt ebenfalls dazu bei, von der Norm abweichende Verhältnisse zu schaffen.

5. Endlich spielt die Höhe des Vulkankegels eine Rolle. Es ist leicht einzusehen, dass ein Vulkankegel über eine bestimmte maximale Höhe nicht hinauswachsen kann; denn, steigt das Gewicht des Kegels so weit, dass es den Reibungswiderstand an der Basisfläche überwinden kann und dass die Elastizitätsgrenze des aufbauenden Materials überschritten wird, so weicht der Fuss auseinander und das Höhenwachstum hat sein Ende erreicht.

Die geometrische Gestalt der Vulkankegel analytisch zu formulieren hat Becker (19) unternommen. Im Gegensatz zu Milne fasst er das Kegelmateriel nicht als eine Anhäufung von losen Partikelchen auf, sondern als eine Masse, die durch ihr Lavagerüst und das Zusammenbacken der Aschenteilchen Zusammenhang gewonnen hat und durch und durch kontinuierlich ist.

nach Becker.

Bezeichnet er mit δ das spezifische Gewicht des Materials, mit α den Widerstandskoeffizienten gegen den Zernalmungsdruck an der Elastizitätsgrenze, so findet er folgende Gleichung der Profilkurve:

$$\frac{y}{c} = \frac{e^{\frac{-x}{c}} - e^{\frac{x}{c}}}{2}$$

oder in kürzerer Form durch den Sinus hyperbolicus ausgedrückt:

$$y = \sin h \frac{x}{c}$$

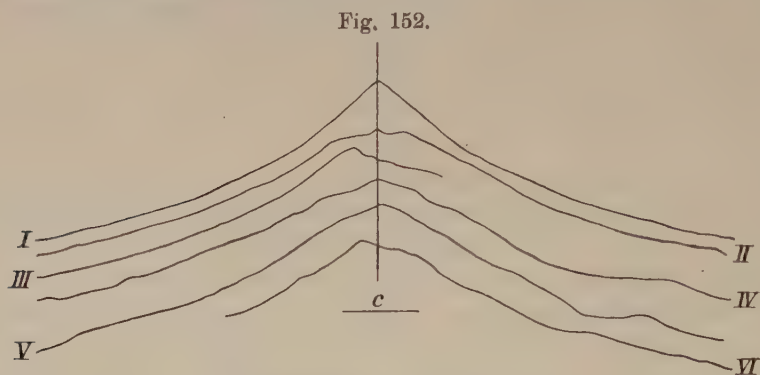
Diese Kurve wird als Kettenkurve bezeichnet und ist die Kurve des kleinsten Widerstandes.

$c = \frac{2\alpha}{\delta}$ ist eine charakteristische Konstante der vulkanischen Profilkurven. Sie ist für verschiedenes Material verschieden. Für zahlreiche Berge fand Becker $c = 2,86$ cm. Für den sehr regelmässigen Vulkan Mayon auf Luzon gibt Warren Smith $c = 0,86$ cm an; c lässt sich durch die Koordinaten x und y ausdrücken, nämlich:

$c = \frac{y}{(\tan^2 \vartheta - 1)^{1/2}}$, wenn ϑ der Winkel ist, den die Tangente an irgend einem Punkt der Kurve mit der x -Achse macht.

Figur 152 zeigt einige vulkanische Profillinien, verglichen mit der theoretischen Kurve.

Da die Grösse c eine Funktion der Dichte ist und diese wieder durch die Schwerkraft bestimmt wird, ist bei der geringeren Anziehungs-



Vulkanprofilkurven, Nach Becker.

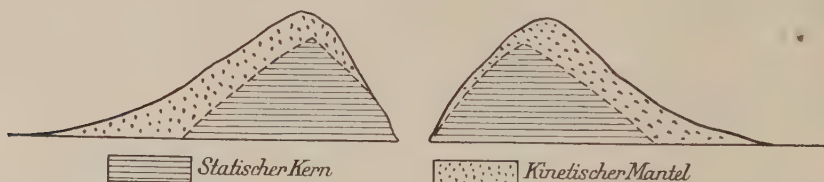
I. Theoretische Kurve. — II. Fuji nach Milne. III. Komagatake nach Milne. — IV. Mt. Shasta. — V. Mt. Hood. — VI. Popocatepetl.

kraft des Mondes zu erwarten, dass die vulkanischen Kegel unseres Trabanten sehr viel höher werden können.

nach Linck.

Anknüpfend an Milnes Untersuchungen weist Linck (20) darauf hin, dass die Profillinien nicht aller Vulkane die klassisch gewordene, nach aussen konkave Kurve der Gehänge erkennen lassen, sondern dass die Böschungen auch gradlinig oder sogar nach aussen konvex verlaufen können. Die Gleichgewichtsfiguren pulveriger Massen sind von Auerbach eingehend studiert. Sie besitzen eine gradlinige Böschung, die oben und unten nach aussen konvex wird und strenggenommen eine Hyperbel darstellt, also nicht den Milneschen Beobachtungen entspricht.

Fig. 153.



Statischer Kern und kinetischer Mantel eines Aufschüttungskegels. Nach Linck-Auerbach.

Man muss aber bei einem Vulkan, der durch Aufschüttung aus dem Schlot heraus hervorgegangen ist, unterscheiden zwischen statischem Kern und kinetischem Mantel (Fig. 153). Ersterer stellt die Gleichgewichtsfigur der losen Massen, letztere ihre Abrollfigur dar. Die Körner rollen infolge ihrer lebendigen Kraft weiter als es die blossen Gleichgewichts-

bedingungen erfordern. Die Oberfläche wird daher eine von der Natur selbst gezeichnete Wahrscheinlichkeitskurve sein, die als Maxwell'sche Kurve bezeichnet wird und als kombinierte Exponentialfunktion mathematisch darstellbar ist.

Durch Ausblasen von losem Material aus einer runden Öffnung wurden im Experiment die natürlichen Verhältnisse möglichst naturgetreu nachgeahmt. Die Höhe des auf diesem Wege erhaltenen Vulkanmodells hängt von der Versuchsdauer ab. Je kleiner das Sandkorn war, um so steiler wurde die Böschung. Mit Vergrößerung des Kornes und Vermehrung der Auswurfshöhe vergrößerte sich die Basis.

Die drei Auffassungen von Milne, Becker und Linck führen zu ähnlichen Resultaten, indem sie die Profillinien der Vulkane als Exponentialfunktionen darstellen. Milne erhält eine einfache logarithmische Kurve, Becker eine Kettenkurve als Kurve kleinsten Widerstandes und Linck als Abrollfigur die Maxwell'sche Wahrscheinlichkeitskurve.

Die Annahmen, die Becker gemacht hat, kommen der Wirklichkeit am nächsten. Der Kegel als Ganzes betrachtet ist in seiner Masse soweit verfestigt, dass er mit einem losen Körnerhaufen nicht mehr vergleichbar ist. So stimmt denn die theoretische Kurve gut mit den ausgemessenen Profillinien der Photographie überein. Anderseits nähern sich die Verhältnisse unmittelbar nach der Eruption entschieden den Bedingungen des kinetischen Mantels im Experiment Lincks. Es dürfte demnach kaum möglich sein, die wechselnden Verhältnisse in eine mathematische Formel zu zwingen, die ihre Gültigkeit nur für einen bestimmten Idealfall hat. Dieser wird in der Natur nur mit einer grösseren oder geringeren Annäherung erfüllt sein.

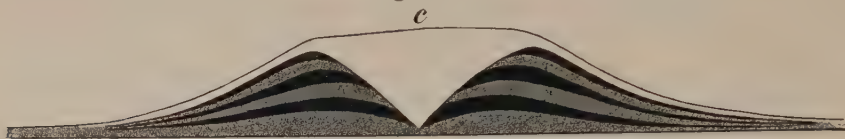
Die Neigung der Gehänge wird durch das aufbauende Material bestimmt. Sie beträgt bei Aschenkegeln am obersten Ende $30-35^\circ$. Noch steilere Böschungen sind an Schlackenkegeln beobachtet worden 40° , selbst 45° , werden gelegentlich erwähnt. Die im plastischen Zustand ausgeworfenen Schweisschlacken backen zusammen und können so sehr viel grössere Neigungen erzeugen.

Der Lincksche Versuch gibt ferner Auskunft über die innere Struktur eines Aufschüttungskegels. Im Krater selbst muss das Fallen der Schichten ein synklinales, gegen die Kraterachse gerichtetes sein, und zwar sind die inneren Böschungen steiler als die äusseren. Die Schichten behaupten ferner ihre Mächtigkeit nicht innerhalb des ganzen Mantels, sondern keilen nach aussen allmählich aus. In dieser Hinsicht müssen viele schematischen Querschnitte durch einen Vulkankegel, die sich in der Literatur finden, einer Revision unterzogen werden.

Fig. 154 gibt eine Abbildung des Aufschüttungskegels in dem Linckschen Versuch.

Durch wiederholtes Ausblasen des Vulkanschlotes kann allerdings das synklinale Einfallen gegen die Kraterachse, das ein reiner Aufschüttungskegel zeigen muss, zum Teil wieder zerstört werden.

Fig. 154.



Durchschnitt durch einen künstlichen Aufschüttungskegel. Nach Linck.

Einteilung der Aufschüttungskegel.

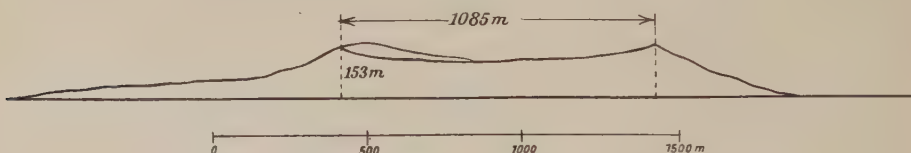
a) Wallberge, Ringwallberge (Homaten, Schneider).

Wallberge.

Der Wallberg ist ein Aufschüttungskegel von grosser Grundfläche und geringer Höhe; der Krater besitzt im Verhältnis zu den übrigen Maßen riesige Dimensionen, sein Durchmesser übertrifft die Höhe des Berges.

Bei dem Wallberg ist der Krater die auffallendste Erscheinung. Der meist ebene Kraterboden ist von einem niedrigen Tuffwall umgeben. Die äussere Böschung des Walles ist sanft und hält sich in den für die Schildvulkane gefundenen Grenzen. Die Innenböschung ist wesentlich steiler (Fig. 155).

Fig. 155.



Profil eines Wallberges, Hvertfjall, Island. Nach Schneider.

Dimensionen
der Wallberge.

Dimensionen einiger Wallberge.

Name	Höhe des Walles	Durchmesser des Kraters	Autor
Monte Nuovo 1534	120 m	0,8 km O—W und 1 km N—S	de Stephani (22)
Astroni	237 m	2 km und 1,5 km	de Stephani (22)
Pipernokrater . .	455 m	22 km	Roth (23)
Hvertfjall, Island .	150 m	1,085 km	Schneider (1)

Die Wallberge treten mit Vorliebe gesellig auf. Abweichungen von der Idealgestalt sind sehr häufig. In sehr vielen Fällen ist der Wallrand auf grössere Strecken zerstört, so dass der Ringwall nicht

geschlossen, sondern nur als mehr oder weniger umfangreiches Bogenstück auftritt. Eine derartige Unregelmässigkeit kann einmal primär sein, indem die Aufschüttung sich ungleichmässig vollzogen hat, oder aber ein austretender Lavastrom hat den Ring an einer Stelle aufgebrochen. Dieser Fall kommt besonders häufig vor. Die teilweise Zerstörung des Ringes ist endlich das Werk der Denudation durch die Brandungswooge oder durch bewegtes Wasser.

Über die Bildungsbedingungen der Wallberge gibt das Lincksche Experiment Auskunft. Er fand, dass der Durchmesser des Kraters grösser war mit der Erweiterung der Ausbruchsstelle, mit der Wurfhöhe der Explosion und mit der Vergrösserung des Kornes. Die verhältnismässig riesigen Dimensionen des Kraters eines Wallberges im Vergleich zu den win-

Fig. 156.



Die Phlegräischen Felder. Nach P. Scrope.

zigen Maßen des Kraters eines grösseren Kegelberges finden aber durch den Versuch allein noch keine befriedigende Erklärung. Andere Faktoren müssen dabei eine Rolle spielen. Man könnte an eine geringe Herdtiefe denken, von der die Explosion ihren Ausgang nahm.

Vielleicht spielt aber auch die Natur des Explosionsvorganges eine Rolle dabei. Kranz (21) hat auf den Unterschied von brisanten, zertrümmernden Sprengmitteln wie Dynamit und Schiessbaumwolle und treibenden, wie Schwarzpulver, aufmerksam gemacht. Derartige Abstufungen mag es auch bei den vulkanischen Explosionserscheinungen geben. Das Problem ist aber nach dieser Richtung noch nicht studiert worden.

Die Wallberge stehen den Maaren noch am nächsten.

b) Die Aschen- und Schlackenkegel, Konide (Schneider).

Die Berge besitzen die oben beschriebene Form der Aufschüttungskegel und zeigen meistens eine konkave Profilinie. Die Basis des Berges

Aschen- und
Schlackenkegel

steht zu seiner Höhe in einem mittleren Verhältnis. Der Krater ist relativ sehr klein und hat eine trichterförmige Gestalt.

Der vulkanische Kegelberg ist eine ungemein verbreitete Vulkanform, die selbständig oder in Kombination mit anderen Typen auftritt.

Besonders häufig erscheint sie in den vulkanischen Gebilden der Gegenwart, zumal in den pazifischen Vulkanregionen. In den ostasiatischen Randregionen sind Kegelberge oft von idealer Gestalt in grosser Zahl zu finden. Als Muster eines Vulkankegels kann der Fujiyama in Japan gelten, ein Kegel, der mit einer Meereshöhe von 3758 m sich fast 3000 m über seine Umgebung erhebt. Der Kraterboden liegt 167 m unter dem höchsten Punkt des Randes. Der Krater besitzt einen Durchmesser von 400—500 m.

Die häufig zu beobachtende Abschrägung der Spitze des Kegels ist auf die Wirkung konstant wehender Winde zurückzuführen.

Angaben über die sehr wechselnden Dimensionen der Stratovulkane werden im speziellen Teile dieses Werkes mitgeteilt werden.

III. Die gemischten Vulkanbauten.

A. Nichtselbständige Vulkanformen.

Nicht-
selbständige
Vulkanformen.

Während die Lavavulkane, die Maare und Aufschüttungskegel die einzigen Vulkane sind, die als reine Effusiv- bzw. Explosivformen selbständig auftreten können, beobachtet man ausserdem noch andere vulkanische Erscheinungsformen, die nur in Kombination mit Lavavulkanen oder Aufschüttungskegeln auftreten, also nicht selbständige Vulkanberge bilden können. Diese sollen zuerst betrachtet werden.

Es ist oben gezeigt worden, dass die Extrusion zähflüssiger Magmen nicht ohne Explosionserscheinungen vor sich gehen kann. Treten also derartige Gebilde an irgend einer Stelle zutage, so werden sie notwendigerweise auch von Explosionsprodukten begleitet sein.

Die Erscheinungsweise zähflüssiger Magmen ist nach dem Grade der Viskosität verschieden. Man kann folgende Grundformen unterscheiden.

Kuppen, Kuppelberge, vulkanische Dome oder Kegel. Tholoide (Schneider).

Kuppen, Dome
usw.

Mehr oder weniger kuppelförmige oder kegelförmige Gebilde aus massiger Lava finden sich in sehr vielen Vulkangebieten. Schneider hat dieselben als selbständige Grundformen der Vulkanbauten ausgesondert. Nach ihm geht die „Tholoide“ aus dem Schildvulkan (Aspite) dadurch hervor, dass die Höhe zunimmt und die Basis kleiner wird. Es entstehen auf diese Weise Bergformen aus massiger Lava mit kon-

vexen Flanken und Böschungen bis zu 35° . Ein derartiges Gebilde würde natürlich einen hohen Grad der Zähflüssigkeit voraussetzen.

Diese Form ist besonders charakteristisch für den älteren Vulkanismus. Es sei gleich hier darauf hingewiesen, dass die Denudationsreste

Fig. 157.



Mt. St. Michel bei Le Puy. Ein herausdenudierter mit Lava gefüllter Vulkanschlot.

der Stratovulkane, die massiven Schlotausfüllungen, wenn sie aus ihrem Tuffmantel herausgeschält sind, eine gleiche Gestalt annehmen. Erosionsrelikte von Eruptivdecken können ferner gleiche Erscheinungen darbieten.

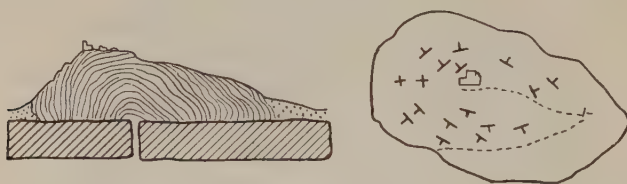
Die Frage ist daher von grosser Bedeutung, ob die Tholoide als genetisch selbständige Bergform überhaupt auftreten kann.

Die Quellkuppentheorie Reyers.

Quellkuppen-
theorie Reyers.

Reyer (24) stellte für den Schlossberg von Teplitz eine Theorie auf, welche derartige Gebilde allgemein erklären kann. Die Phonolithmasse dieses Berges, Fig. 158, zeigt eine eigentümlich zwiebelige Absonderung. Während an den Flanken die Klüftung steil steht und sich der Böschung anschmiegt, ist die Bankung auf dem Gipfel flach. Daher kann dieses Gebilde nicht der Erosionsrelikt eines Stromes oder eines Schlotes sein, da sonst die Bankung an einer Seite wenigstens im Profil hätte angeschnitten werden müssen. Der Berg ist also durch aufquellen des Magma aufgewölbt. Ein einfacher Versuch vermag das Entstehen einer derartigen Quellkuppe zu veranschaulichen. Presst man einen lagenweise verschieden gefärbten Gipsbrei durch eine Spalte, so wölbt sich der zähe Brei zu einer mehr oder weniger steilen, rückenartigen Kuppe auf, deren innere Stuktur an Querschnitten sich studieren lässt. Die äusseren Schalen sind zuerst emporgedrungen, die jüngsten Nachschübe bilden

Fig. 158.



Teplitzer Schlossberg, eine Quellkuppe. Nach Reyers.

den Kern. Die Quellkuppe besitzt also keinen Krater und wächst von innen nach aussen durch Dehnung der Oberflächenpartien, die schliesslich zerreißen und seitlich abgleiten. Nach Reyers Ansicht wäre allen massiven Lavadomen und Kuppen eine ähnliche Entstehung zuzuschreiben.

Teplitzer
Schlossberg.

Der Teplitzer Schlossberg (25) ist eine phonolithische Masse von 392 m Höhe, die sich 90 m hoch über die miozäne Sedimentumgebung erhebt.

Seine Basis ist nahezu kreisförmig von rund 500 m Durchmesser. Das Alter ist nach Hibsich als miozän anzunehmen. Das ganze Gebiet hat, wie S. 311 ausgeführt wurde, seit dem Oligozän eine Abtragung von mindestens 300 m erfahren. Auch auf dem Blatt Teplitz-Boreslau hat die Abtragung alle vulkanischen Oberflächenformen, wie Krater usw., zerstört. Es werden demnach auch über dem 90 m hohen Schlossberg noch Tuffe gelegen haben. Aus diesem Grunde erscheint es zum mindesten fraglich, ob die Kuppe zur Zeit der Bildung über die damalige Oberfläche geragt hat. Man darf daher die Frage aufwerfen, ob die schalige Absonderung allein zum Beweis der Quellkuppennatur aus-

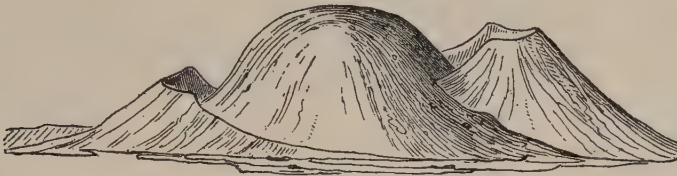
reicht. Ein in Tuffmassen steckender Lakkolith könnte z. B. eine ähnliche Bankung zeigen.

Überdies bleibt zu bedenken, dass eine kuppenförmige Aufstauung einer zähflüssigen Masse über eine bestimmte Höhe nicht hinauswachsen kann, da sie, des seitlichen Haltes beraubt, unter ihrem eigenen Gewicht auseinanderfließen muss. Rechnungen über die maximale Höhe, die eine gegebene Magmamasse erreichen kann, scheitern daran, dass sich die Beweglichkeit der sich schnell mit einer Schlackenkruste bedeckenden Magmamasse schwer zahlenmässig bestimmen lässt.

Dass Staukuppen sich in der Natur bilden können ist durch Beobachtung in mehreren Fällen einwandfrei festgestellt. In zahlreichen anderen Fällen ist die Staukuppennatur aus den Lagerungsverhältnissen sichergestellt; der Puy de Sarcoui ist ein klassisches Beispiel hierfür. Fig. 159.

Staukuppen.

Fig. 159.



Puy de Sarcoui, Auvergne. Nach Scrope.

Über die Höhe, die Staukuppen erreichen können, geben einige beobachtete Fälle Aufschluss. Sie sollen zunächst betrachtet werden.

1. Der Lavadom des Kilauea vom Jahre 1848.

Von ihm war bereits die Rede. Er erreichte eine Höhe von 60 bis 90 m. Die Aufstauung erfolgt im Krater des Kilauea. Die Lava war Feldspatbasalt. Schollendome von 10—20 m Durchmesser und wenigen Metern Höhe sind in neuerer Zeit von Friedländer photographiert worden (vgl. Mercalli 43).

Lavadom des
Kilauea 1848.

2. Georgios, Santorin im Jahre 1866—1867.

Das bekannteste Beispiel dieser Art ist die gut studierte Staumasse des Georgios auf Santorin. Fouqué (26) hat in seiner Monographie die Daten gesammelt. Der Ausbruch, der sich bereits Ende Januar 1866 ankündigte, spielte sich aus zwei Zentren, Georgios und Amphroëssa, ab, die im Lauf der Eruptionsperiode ineinander wuchsen. Diese beiden Ausbruchspunkte liegen mit dem Kegel von Mikra Kaméni in einer geraden Linie, so dass in diesem Fall eine Spalte als Ausgangspunkt der Eruptionen angenommen werden darf. An der Stelle, wo früher das

Georgios
Santorin
1866—1867.

Meer buchtförmig südlich vom alten Kegel des Nea Kaméni in die Insel eingriff (Anse du vulcano), begann sich in den ersten Tagen des Februar eine Kuppe aufzuwölben.

Am 13. Februar tat sich der zweite Ausbruchspunkt, Amphroëssa, auf. Die Staukuppe des Georgios bestand aus einem Haufwerk von Blöcken und Schlacken, die in der Dunkelheit z. T. rotglühend waren. Ihre Gestalt war ähnlich derjenigen der Trachytdome. Ein Krater fehlte. Fouqué bezeichnet diese Staukuppe als „homogenen Cumulovulkan“.

Über die Schnelligkeit des Wachstums mag folgende Tabelle Aufschluss geben.

Datum der Beob.	Höhe	Länge der Basis	Breite	Autor
5. Februar 1866 . . .	20 m	70 m	30 m	
7. „ „ . . .	30 „	150 „	60 „	
8. März „ . . .	50 „	350 „	100 „	Fouqué
26. „ „ . . .	50 „	ca. 500 „	400 „	„
1. Hälfte April „ . . .	ca. 55 „	vergrössert durch Locker- produkte und Lavaströme.		v. Seebach
Anfang Mai „ . . .	60 „			Fouqué
12. Mai „ . . .	70 „			„
5. März 1867 . . .	108 „			„
September „ . . .	120 „			M. Hypert
15. Dezember 1869 . .	123 „			Fouqué
13. April 1870 . . .	108,5 m			Gorceix

Während zuerst das Höhenwachstum ein schnelles ist und sich der Umfang der Basis entsprechend vergrössert, nimmt es bald bedeutend ab, dagegen bleibt die Vergrösserung der Basis bestehen. Zahlreiche Explosionen vom Gipfel aus, Lavaströme vom April—Mai 1866 ändern zwar die Bergform noch häufig und wesentlich; sie tragen zur weiteren Erhöhung der Kuppe bei, die schliesslich eine obere elliptische Abstumpfung von 190 zu 120 m Durchmesser gewinnt und eine mittlere Höhe von 85 m besitzt. Doch darf man letzteren Höhenzuwachs nicht mehr ausschliesslich auf Rechnung der Aufstauung setzen.

Die Geschichte des Georgiosausbruches lehrt ferner, dass Staudome innig mit Explosionsercheinungen verknüpft sind. Die Lava des Georgios ist ein Hypersthenandesit.

3. Staukuppe Colle Umberto I. auf der Nordwestflanke des Vesuv, 1895—1899.

Colle Umberto
I., Vesuv
1895—1899.

Sie erreichte eine Meereshöhe von 838 m und stieg 160 m über den Boden des Atrio hinaus, dasselbe gegen Südwesten absperrend. Matteucci (27—28) dachte sich die Kuppel durch inneren Auftrieb ohne Lavaausfluss entstanden, also eine Art lakkolithischer Auftreibung.

Über den Bildungsvorgang herrsch jedoch keine Übereinstimmung der Ansichten. Mercalli nimmt ein Ausfliessen der Lava aus dem Gipfel und ein buckelförmiges Auftreiben der älteren Lava durch diese an.

4. Tarumaiausbruch des Jahres 1909 auf Hokkaido, Japan.

Dem Vorgang der Quellkuppenbildung, wie ihn Reyer geschildert hat, kommt der Lavadom des Tarumai (29) auf der Insel Hokkaido sehr nahe (vgl. Fig. 160 u. 161). Die Ausbruchsperiode begann im Januar mit Explosionen aus dem 673 : 545 m im Durchmesser grossen elliptischen Zentralkrater. Am 19. April wölbte sich über der Krateröffnung ein Lavadom auf (Pyroxenandesit). Die Kuppe wuchs in die Höhe unter Abbröckeln der Flanken. Der Dom erreichte eine Höhe von 134 m bei einer kreisrunden Basis von 420 m Durchmesser. Er bestand aus Spratzlava und war am Gipfel abgeplattet. Ein Krater war nicht zu sehen. Explosionen beschlossen den vulkanischen Akt. Friedländer (30) zeigte, dass die Quellkuppenbildung auf Hokkaido eine verbreitete Erscheinung ist. Am Usudake, Shiripetsu-dake sind ähnliche Gebilde in der Gegenwart entstanden, wenn auch ihre Ausbruchsdaten nicht genau vorliegen.

Tarumai, Hokkaido 1909.

5. Bogosloffinseln.

Der fünfte Fall, über den Beobachtungen vorliegen, sind die von Jaggar (31) untersuchten Bogosloffinseln im Aläuten-Archipel.

1796 wurde ein Felsklotz Bogosloff oder Johanna Bogoslov (Castle Rock) emporgehoben. 1883 wiederholte sich der Vorgang ein zweites Mal und schuf die Insel Grevingk (76 m). Zwischen beiden stieg im März 1906 der Metcalfkegel bis zu 122 m Höhe auf, sein Durchmesser an der Basis war 609 m. Im November—Dezember zerstörte eine Explosion den Felsen zum Teil. Nach der Zerstörung wurde in gleicher Weise ein zweiter Klotz, McCulloch Peak, von gleichem Querschnitt wie der vorige, bis zu 137 m Höhe emporgetrieben. Auch er wurde am 1. September 1907 durch eine Explosion völlig wieder zerstört.

Explosionen begleiten die Extrusion und führen zu ihrer Zerstörung. Bemerkenswert ist aber noch die Tatsache, dass die ganzen Inseln im Zeitraum von acht Monaten eine Hebung von 7,6 m erfahren haben. Eine durch die Brandungswogen ausgenagte Höhle auf der Nordseite des Castlefelsen wurde um diesen Betrag gehoben. Auch die anderen Felsen zeigten ähnliche Merkmale der Hebung.

Die Lava des McCulloch Peak (Fig. 162) ist ein Hornblendepyroxenandesit.

An diese beobachteten Fälle schliessen sich diejenigen Staukuppen an, deren Entstehung nach dem morphologischen Bild nicht zweifel-

Fig. 160.



Quellkuppe des Tarumai, Hokkaido am 23. April 1909. Nach Friedländer.
Photographische Aufnahme von Y. Oinoue.

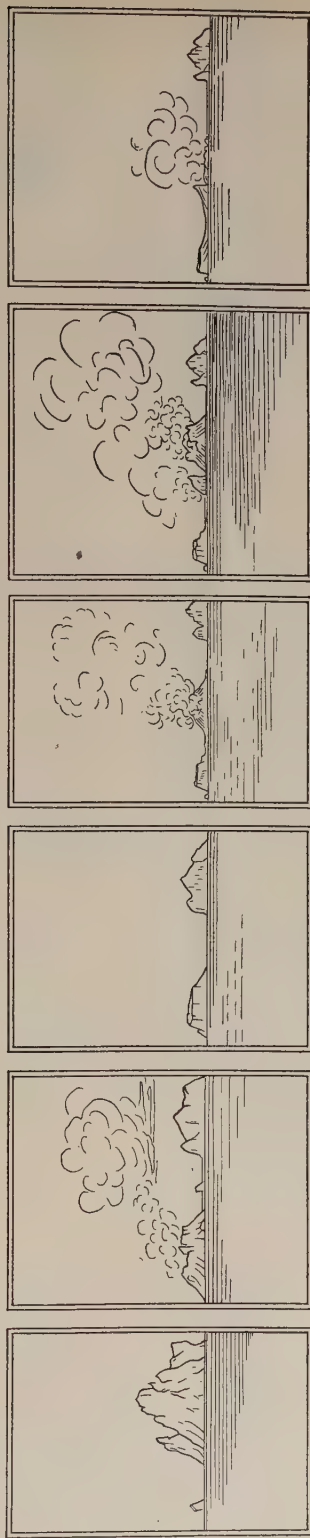
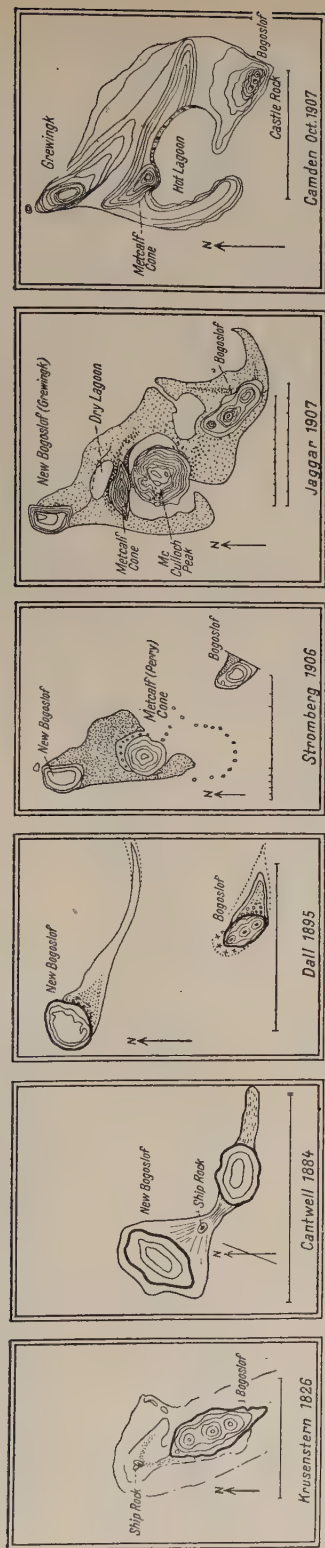
haft sein kann. An erster Stelle sind gewisse Domvulkane der Auvergne zu nennen. Die massigen Lavakuppen erheben sich hier aus dem Krater

Fig. 161.



Quellkuppe des Tarumai, Hokkaido am 1. Mai 1909. Nach Friedländer.
Photographische Aufnahme von Y. Oinoue.

Fig. 162.



Veränderungen der Bogosloffinseln. Nach Jagger

Die Dimensionen der durch Aufstauung entstandenen vulkanischen Dome.

Name	Höhe ü. d. M.	Rel. Höhe d. Kuppe	Durchmesser der Basis	Alter	Art des Magmas	Bemerkungen	Autor
Lavadom des Kilauea . . .	ca. 1000 m	60—90 m	720 m und 609 m	1848	Basalt	Verschwand wieder. — Bildung von Ex- plosionen begleitet.	Dana (5)
Georgios, Santorin . . .	108,5 m	108 m	üb. 500 m u. 400 m	1866—1867	Hypersthenandesit	Abgeplatteter Gipfel. Gipfelplateau im Durchmesser 190 zu 120 m. Bildung von Explosionen begleitet	Fouqué (26)
Colle Umberto I., Vesuv . .	838 m	160 m		1895—1899	Leuzitbasanit bzw. -tephrit		Matucci (27) Meralli (48) Stübel (28)
Tarumai, Hokkaido . . .	773 m	134 m	400 m und 420 m	1909	Pyroxenandesit	Abgeplatteter Kegel. — Bildung mit Ex- plosion.	Simotomai (29)
Metallkegel } Bogosloff- McCulloch Peak } ins, Aläuten	122 m 137 m	122 m 137 m	609 m 609 m	März—Dez. 1906 Dez. 1906 bis Sept. 1907	Hornblende- pyroxenandesit	Explosionen beglei- ten die Extrusionen und zerstören die Gebilde	Jagger (31)
Kainon, Kinsiu	925 m	225 m		825 od. 1615	Basalt	Alte Quellsuppe	Friedl. (30)
Shiripetsu-dake, Hokkaido .	920 m			?	Andesit		"
Usu-dake, Hokkaido { Ostdom West "	700 m 590 m	400 m 200 m	ca. 650 m u. 550 m ca. 480 m u. 350 m nach der Karte	{	"	"	"
Montagna Grande, Pantelleria	836 m	300 m			Augitandesit	Staukuppe aus dem Monte Gibeokrater	Bergeat (33)
Panaria, Liparen	420 m	420 m			Hornblendeandesit		"
Nevada de Tuloca, Mexiko .	4570 m	100 m			Hornblende-hyper- sthenandesit		"
Panumkrater, Mono Lake (Kalifornien)	2136 m	45 m	562 m und 416 m nach der Karte		Rhyolith	Nähert sich bereits dem Pelétypus	Russel (34)
Namenlos, Krater am Pauline Lake (Oregon)		76 m			Augitandesit	Begleitet von Explos.	"

eines normalen Stratovulkans und besitzen eine glockenförmige Gestalt. Der Puy de Dome, der Puy de Sarcouy und der Puy de Chiersou sind Beispiele (32).

Die beigefügte Tabelle gibt die Maße einiger sicher durch Aufstauung entstandener Domvulkane.

Schlussfolgerungen.

Aus dem zusammengestellten Tatsachenmaterial lässt sich eine Reihe von Schlüssen ziehen. Kuppenförmige vulkanische Domberge können durch Aufstauung oder als Quellsuppen im Reyerschen Sinne entstehen.

Schluss-
folgerungen.

Die Höhe der Aufstauung hängt von der Masse und der Zähflüssigkeit der Lava ab. Sie beträgt 100—200 m, in extremen Fällen 400 m. Doch ist nicht sicher festgestellt, ob diese Höhe allein durch Aufstauung zustande gekommen ist. In den Fällen, wo die Grössenverhältnisse der Basis des Staukegels ermittelt sind, zeigt es sich, dass mit wachsender Höhe die Maße der Durchmesser der Basis sehr viel schneller zunehmen. Häufig ist der Gipfel abgeplattet. Ich möchte diese Erscheinung auf ein Auseinanderfliessen der Staumasse unter dem eigenen Gewicht zurückführen. An eine bestimmte Magmaart ist die Dombildung nicht geknüpft. Nur ein hoher Grad von Zähflüssigkeit ist die Vorbedingung. Die Bildung der Staukuppe ist stets mit Explosionserscheinungen verknüpft. Daher finden sich die Staukuppen mit wenigen Ausnahmen an Stratovulkanen.

Die Staukuppe oder Tholoide ist daher nur eine besondere Form des zutage tretenden Lavastromes, bedingt durch einen hohen Grad von Zähflüssigkeit.

Daher rechtfertigt es sich, dass diese Bildungen gelegentlich der Besprechung der Lavaströme S. 365 behandelt worden sind.

Da man einen Lavastrom aber nicht als Einheit eines vulkanischen Baues ansehen kann, ist auch die Tholoide unter den Grundformen vulkanischer Bauten zu streichen.

Für die Vulkankegel und -dome des tertiären und älteren Vulkanismus ergibt sich aus obigem die Nutzenanwendung, dass diese Gebilde durch Aufstauung entstanden sein können. Sie müssen es aber nicht notwendig.

Herausgeschälte Vulkankerne und -essen können die gleiche Gestalt besitzen. Die Unterscheidung ist nicht leicht und auch nicht immer möglich. Entscheidend sind die örtlichen Verhältnisse. Sind Reste des Stratovulkans mit dem Kraterrand noch erhalten, dann lässt sich eine Unterscheidung treffen. Fehlen dieselben, so muss der Betrag der

Abtragung ermittelt werden, mit dessen Hilfe die Frage sich beantworten lässt, ob der Kegel hervorragte. Endlich kann das Verhältnis der Höhe zum Durchmesser für die Beurteilung Fingerzeige gewähren.

Feste und halbfeste Extrusionsgebilde.

Aiguille (Lacroix 35), Felsnadel, Lavadorn (Volcanic plug), Spine, Belonite¹⁾ (Schneider).

Feste und halbfeste Extrusionsgebilde.

Während die Tholoide noch in einem plastischen Zustand aufgestaut worden ist, können im extremsten Fall selbst vollständig feste Felsnadeln

Fig. 163.



Vorkommen.

Andesitische Felsnadel im Krater des Mt. Pelé.
März 1903. Nach Hovey.

oder Lavadorne ausgestossen werden. Lacroix (35) vergleicht den Vorgang treffend mit dem Ausdrücken der Ölfarbe aus einer Bleitube. Von den Beloniten gilt das Gleiche, was über die Tholoide ausgeführt worden ist. Sie sind keine Grundformen des Vulkanbaues, sondern nur Erscheinungen des Lavaaustritts in ungewöhnlicher Form.

Als im Jahre 1902 die Extrusion der Felsnadel aus dem zuvor aufgestauten Dom der Montagne Pelée sich vollzog, glaubte man, es mit einem ganz seltenen Typus vulkanischer Äusserungen zu tun zu haben. Es hat sich aber gezeigt, dass ähnliche Vorgänge auch anderswo vorkommen. Es ist ihnen nur nicht eine besondere Beachtung geschenkt worden. Auf Saba und bei der Soufrière von

Guadeloupe sind derartige Gebilde zu vermerken. Stübel zählt unter den Vulkanbergen Ecuadors eine Reihe von Beispielen auf.

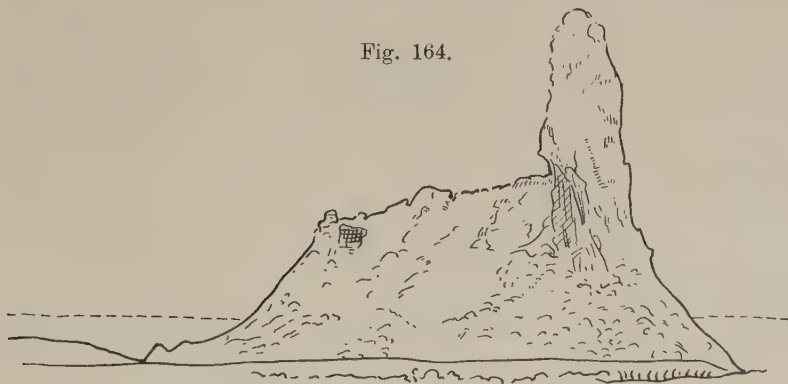
Der Pichincha bei Quito ist ein domartiger Bau, dem eine steile, zackige Felspyramide aufgesetzt ist, der Rucu Pichincha, 4737 m. Eine Kratereinsenkung fehlt. Der Cotacachi, 4966 m, trägt eine 800 m hohe Gipfelpyramide. Als das Matterhorn von Ecuador bezeichnet Stübel

¹⁾ Die Schneidersche Bezeichnung „Belonite“ ist sehr unglücklich gewählt. Unter Beloniten versteht die Petrographie Mikrolithe von kurzer Stäbchenform.

die 800 m hohe, steile und sehr charakteristische Gipfelpyramide des Quilindaña, 4919 m. Ganz ähnlich ist die zirka 400 m hohe, mehrzackige Gipfelpyramide des Sincholagua, 4988 m, Casaguala und Quispicasha in Ecuador, 4585 m, ferner der Anallaje, 5600 m und Sajama, 6584 m, in Peru gehören hierher.

Die Liste wird durch andere Beobachtungen (40) vervollständigt. Strachey (37) erinnert an ähnliche Gebilde im Dekkantrap Indiens. Wenn diese Pfeiler nicht herausgewitterte Schlote sind, so würde ihr Vorkommen lehren, dass mit der vorrückenden Abkühlung und zunehmenden Zähflüssigkeit die extremste Form der Extrusion im festen Zustand selbst in sonst dünnflüssigen Lavaregionen vorkommen kann. Eine Felsnadel aus Phonolith von 152 m Höhe krönt nach Branner (38) die Insel Fernando Noronha (Fig. 164). Leopold von

Fig. 164.



Peak von Fernando Noronha. Nach Branner.

Buch (39) berichtet, dass auf Lanzarote im September 1730 eine derartige Felsnadel aus der Tiefe extrudiert sei. Die neue Insel Bogosloff ist im September 1883 als ein 99 m hoher Hornblendeandesitzylinder im festen Zustand emporgehoben worden. Auch die Extrusionen im festen Zustand können leicht mit Erosionsresten von Neckausfüllungen verwechselt werden. Als Unterscheidungsmerkmale gibt Russel (40) die Frische der Extrusionen gegenüber den Erosionssäulen, ihr vereinzeltes Auftreten gegenüber dem geselligen der Necks an. Doch bleiben diese Kriterien unsicher.

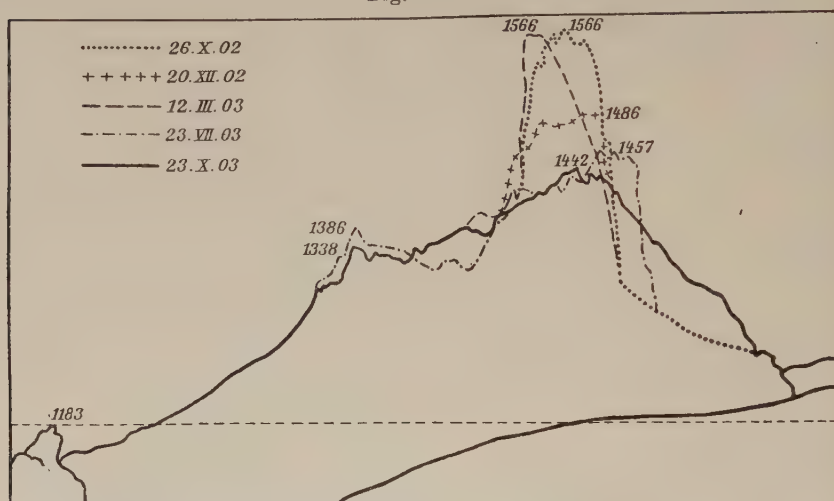
Mechanismus der Extrusion fester Lavamassen.

Eine eingehende Untersuchung des Phänomens der Extrusion fester Lavamassen wurde gelegentlich des Ausbruches des Mont Pelé von Lacroix, Heilprin und einer Reihe anderer Forscher (35) angestellt. Die Resultate sind in der Monographie von Lacroix gesammelt und kritisch

Mechanismus
der Extrusion
fester Lava-
massen.

gesichtet. Nachdem dieser Vulkan am 8. Mai 1902 durch eine absteigende Eruptionswolke die Stadt St. Pierre zerstört und in der Folgezeit ähnliche Explosionserscheinungen häufiger geäußert hatte, begann Mitte Oktober sich ein Dom über dem Krater emporzuwölben. Vom 3. November des Jahres schob sich eine zylindrische, feste Felsmasse mit verschiedener Geschwindigkeit (Fig. 165) hervor. Durch Abbröckeln und Einstürze verlor die Nadel ständig an Höhe und Masse.

Fig. 165.



Veränderungen des Domes und der Felsnadel des Mt. Pelé. Nach Lacroix.

Über den Verlauf der Erscheinung gibt nachfolgende Tabelle Auskunft.

Entwicklung der Felsnadel des Mont Pelé.

Periode	Datum	Höhe ü. d. M.	Bemerkungen
I. Aufsteigen . . .	3. Nov. 1902	1343 m	Durchschn. 10 m tägl.
	24. Nov. 1902	1575 m	
I. Verkleinerung durch Abbröckeln	bis 6. Feb. 1903	1425 m	Die Verkleinerungen der Nadel fallen zeitlich mit dem Hervorbrechen absteigender Eruptionswolken zusammen
II. Aufsteigen . . .	25. März 1903	1575 m	
	bis 28. Juni 1903	üb. 1500 m—1600 m	
	10.-31. Mai, 25. Juni bis 6. Juli 1903	1608 m	Eine neue Nadel von kleinerem Quer- schnitt
II. Verkleinerung . .	6.—7. Juli 1903	1545 m	
	10. August 1903	1380 m	
III. Aufsteigen . . .	bis 15. Sept. 1903	bis 1470 m	
IV. Einsturz			

Die Höhe des Calderabodens kann am Beginn der Erscheinung zu angenähert 1345 m angegeben werden. Da nicht sicher festzustellen ist, ob dieser Boden während des Verlaufes der Erscheinung seine Höhenlage geändert hat, bleibt die relative Höhe des Domes mit der Nadel unsicher, ebenso die Berechnung ihres Volumens. Das Volumen des Domes lässt sich auf über 0,1 cbkm schätzen. Die Nadel selbst, die als feste, zylindrische Andesitmasse herausgedrückt wurde, würde, falls sie nicht durch Abstürze ständig verkleinert worden wäre, eine Länge von 850 m und eine Meereshöhe von 2200 m erreicht haben. Aus dieser Berechnung ergibt sich, dass 850 m eine obere Grenze für die Tiefe des Ausgangsortes der Explosionen darstellt, da der herausgehobene Zylinder ohne die Volumeneinbusse diese Länge besessen haben würde.

Lacroix gibt für den Mechanismus dieser eigenartigen Erscheinung folgende Erklärung. Das Gebilde des Domes mit seiner kompakten Felsnadel wächst auf zweierlei Weise in die Höhe und zwar der Dom durch Injektion zähflüssiger Lavamassen in bereits verfestigte Teile, die Felsnadel durch Extrusion, also durch mechanisches Heben einer festen, zylindrischen Masse. Die Oberfläche des Domes behielt ihre Höhenlage unverändert bei, während die Felsnadel aufstieg. Ihre Harnischflächen sind durch Reibung an dem Schlot erzeugt. Die Erniedrigung der Nadel steht in innigem Zusammenhang mit dem Ausstossen von Eruptionswolken und ist offenbar deren Folgeerscheinung. Nach einer solchen Gasentbindung steigt die Nadel wieder in die Höhe.

Nach Lacroix besass die Masse der Felsnadel im Innern noch sehr hohe Temperatur und bestand aus neuer, bereits verfestigter Lava, da den historischen Ausbrüchen der Insel die Lavaströme allgemein zu fehlen pflegen, während Jagggar sie für altes Material aus dem Schlot anspricht. Die petrographischen Untersuchungen Lacroix's gewähren dieser letzten Anschauung keine Stütze.

Jedenfalls wäre bei weiterer Steigerung der Temperatur die Masse der Felsnadel als Lavastrom zutage getreten, bei höherer Spannung der Gase dagegen in zerstäubter Form als Asche ausgeschleudert worden.

B. Der Stratovulkan.

Durch Zusammenwirken der explosiven und effusiven Phase entstehen die gemischten Vulkantypen, die man kurz als Stratovulkane bezeichnet. Der Stratovulkan ist unter allen vulkanischen Schöpfungen am verbreitetsten. An seinem Aufbau beteiligen sich gleichzeitig die Produkte der explosiven Phase wie Asche, Lapilli, Schlacken und die der effusiven Phase wie Lavaströme, Lavakuppen usw.

Aufbau des
Stratovulkans.

Die vorbergehenden Kapitel lehren, dass die Form, welche die zum Erguss kommende Lava annimmt, eine Funktion des Viskositätsgrades ist. Gleichzeitig wurde festgestellt, dass mit zunehmender Zähflüssigkeit sich die Explosionsfähigkeit eines Magmas schnell steigert, so dass damit vulkanische Lockerprodukte mit wachsender Menge um den Vulkanschlott angehäuft werden müssen.

Da nun die Viskosität der Magmen in weiten Grenzen schwanken kann und selbst bei ein und demselben Magma durch die Temperatur bestimmt wird, zeigt ein Vulkanbau geflossene Laven und lockere vulkanische Produkte in sehr verschiedenen Verhältnissen. Nach dem Vorherrschen der Lockerprodukte oder der geflossenen Laven richtet sich die äussere Gestalt des Vulkanberges. Es ist in der Natur der Erscheinung begründet, dass alle Übergänge von der extremen Form des reinen Lavavulkans bis zur anderen des Aschenkefels möglich sind. Es wäre daher gewiss verkehrt, wollte man die Formen der Stratovulkane in ein festes Schema zwingen. Richtiger ist es, sich zu vergegenwärtigen, von welchen Faktoren die äussere Gestalt der Berge abhängt. Demnach unterscheiden wir folgende Fälle.

Stratovulkantypen, bedingt durch die Beschaffenheit des Materials.

Schildförmige
Stratovulkane.

1. Die geflossene Lava ist das vorherrschende Baumaterial. Sie besitzt einen höheren Grad von Dünnflüssigkeit. Die hieraus resultierenden Stratovulkane nähern sich der Schildform reiner Lavavulkane. Schneider nennt derartige Gebilde „Pseudoaspite“. Will man einen strengen Maßstab anlegen, so sind die Hawaivulkane, die gewöhnlich als reine Lavavulkane gezählt werden, bereits Übergangstypen zu dieser Gruppe von Stratovulkanen, da ihnen Produkte der explosiven Phase nicht ganz fehlen.

Kegelförmige
Stratovulkane.

2. Mit zunehmender Viskosität der Laven tritt gleichzeitig das explosive Lockermaterial mehr in Erscheinung. Der Vulkan wächst stärker in die Höhe als in die Breite und nähert sich damit dem Kegel.

Zähflüssige Laven bilden nur kurze und dicke Ströme oder Staukuppen. Dom- und Kegelberge sind ihr Ergebnis mit nach aussen konkaven Profillinien (Pseudokonide Schneider).

Als Beispiel mag das Fussgebirge des Pik von Teneriffa dienen. Die kurzen, dicken Ströme der trachytischen und phonolithischen Laven überdecken sich und schaffen einen treppenförmig ansteigenden Dom.

Noch mehr dem Kegel nähert sich die Mte. Somma des Vesuv; ihre Profilkurve ist, wie Johnston-Lavis (41) gezeigt hat, nach aussen konkav. Der höchste Punkt des Sommarandes ist heute die Punta del Nasone mit 1137 m. Einst hat der Kegel eine Höhe von 2132 m be-

sessen, wie sich aus dem Ansteigen der Profilkurve entnehmen lässt. An den Steilrändern des Kraters und in den Tälern des äusseren Hanges ist die innere Struktur des Berges vorzüglich aufgeschlossen, im Atrio del Cavallo bis zu 320 m Tiefe. Schlacken, Aschen, Sande und Ströme sind übereinander geschichtet, in der Reihenfolge wie sie abgelagert worden sind. Zahlreiche Gänge durchbrechen den Mantel. Sie sind gewöhnlich nur im inneren Atriorand zu sehen und treten auf der äusseren Böschung nicht zutage. Eine Ausnahme macht ein grösserer Gang, der sich von der Punta del Nasone herabzieht. Mit derartigen Gängen sind gewöhnliche Flankenausbrüche verknüpft gewesen.

Abweichend von der gewöhnlichen Anschauung, die sich den Stratovulkan durch eine von Ruhepausen unterbrochene Ausbruchtätigkeit allmählich aufgehäuft vorstellt, deutet Stübel diese Gebilde als monogene Schöpfung, die gleich beim ersten Ausbruch den Berg nahezu fertig gebildet hat. Dann kann die Bildung aber nicht in der Weise sich abgespielt haben, wie wir sie heute bei den vulkanischen Bergen zu sehen gewohnt sind, nämlich durch Aufschüttung von ausgeworfenem und ausgeflossenen Material, sondern der Bildungsvorgang ist als eine „endogene Aufstauung“ zu bezeichnen. Sie besteht darin, dass das Magma unter einer sich fortwährend ergänzenden und verstärkenden Erstarrungskruste, die das innen glutflüssige Material zusammenhält, sich über ihrem Austrittspunkt zu einem Berge aufstaut.

Stübel's Theorie
der monogenen
Vulkanbauten.

Mit der Stübelschen Auffassung (42) stehen die Beobachtungen einer grossen Anzahl gewissenhafter Forscher wie Scrope, Breislak, Scacchi und vieler anderer im Widerspruch. Johnston-Lavis (41) unterscheidet in der Bildungsgeschichte der Mte. Somma eine ganze Reihe von Abschnitten.

I. Anfang der paroxysmalen Tätigkeit. Problematisch.

II. Alte, nahezu ständige Tätigkeit.

1. Ständige Tätigkeit, Ausfluss von Laven, Förderung von Schlacken und Aschen.

III. Zustand der Ruhe, unterbrochen durch Explosionen und Effusionen.

2. Untätigkeit, Abtragung, Bildung vegetabiler Böden,
3. Starke Explosionen, übergehend in
4. Ständige Tätigkeit.
5. Untätigkeit, Abtragung.
6. Starke Explosionen, übergehend
7. in einen schwächeren paroxysmalen Zustand.

IV. Vesuvstadium.

Ein Berg, der diese Entwicklungsgeschichte hinter sich hat, ist alles andere als monogen.

Nach diesen Gesichtspunkten mögen einige Typen von Stratovulkanen behandelt werden, die aber sich nicht scharf trennen lassen, sondern wie oben bereits bemerkt, durch Übergänge verknüpft sind.

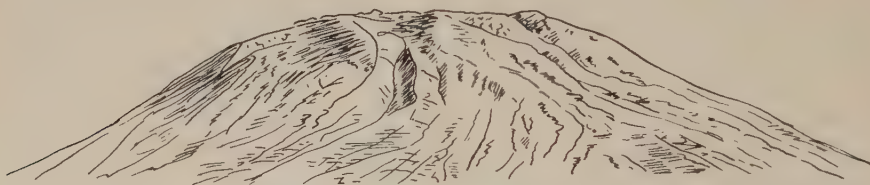
1. Der einfache Stratovulkan, einachsiger Vulkan.

(Mercalli [43]).

a. Mit gleichbleibender Förderungsart.

Er besitzt eine schildähnliche bis kegelförmige Gestalt. Während der ganzen Lebensdauer hat sich die Eruptionsart und die Lage des Schlotens wenig geändert.

Fig. 166.



Schwache Gliederung des Hanges. Sagoatoa. Relat. Höhe ca. 1200 m. Nach Stübel.

Explosions- und Effusionsvorgänge haben gleichmässig zum Aufbau beigetragen. Diese Form hat als Grundtypus des Stratovulkans zu gelten (Stübels (36) monogener Unterbau). Die Berge besitzen gewöhnlich einen zentralen Gipfelkrater.

Fig. 167.



Stärkere Gliederung des Hanges. Kein Gipfelkrater. Llimpi. Rel. Höhe ca. 800 m. Nach Stübel.

Diesem Typus gehört der Sagoatoa, Fig. 166, an. Die Erosion ebnet die Kraterwände ein, erniedrigt den Rand. Täler, getrennt durch Höhenrücken (Loma), die radial von der Bergachse ausstrahlen, bewirken eine mehr oder weniger starke Gliederung des Vulkans. Stübel nennt derartige Berge treffend „Strebepeileiberge“.

Der Llimpi in Ecuador, Fig. 167, stellt diesen Typus dar. Der Krater kann in seinen Dimensionen sehr schwanken. Der Mojanda z. B.,

Einfache
Stratovulkane
(einaxige).

Mit gleichblei-
bender Förde-
rungsart.

Fig. 168, besitzt einen grossen Krater, der sich der Caldera bereits nähert.

Fig. 168.

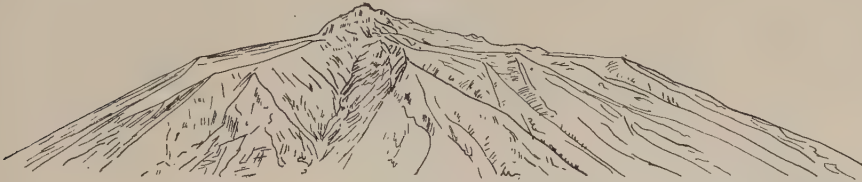


Stärkere Gliederung des Hanges. Grosser Gipfelkrater Mojanda. Rel. Höhe ca. 1300 m. Nach Stübel.

b. Mit Wechsel der Förderungsart.

Bei anderen Stratovulkanen wechselt im Laufe der Zeit die Förderungsart der Eruptionen. Der Wechsel tritt gewöhnlich gegen Ende der Eruptionsperiode ein. Mit Wechsel der Förderungsart.

Fig. 169.



Stärker ausgeprägte Gliederung des Berghanges (Strebepfeiler). Kleine Gipfelpyramide. Rucu-Pichincha. Rel. Höhe ca. 1700 m. Nach Stübel.

Hierher gehören alle Vulkane, deren Magmen anfänglich dünnflüssiger waren und dann im Laufe der Zeit einen höheren Grad von Zähflüssigkeit erwarben, so dass die letzten Eruptionen im Ausstossen

Fig. 170.



Schwach gegliederter Unterbau. Berg mit grosser Gipfelpyramide. Sincholagua. Rel. Höhe 1500 m. Nach Stübel.

und Aufstauen halbfester oder bereits sogar weitgehend verfestigter Laven bestanden. Stratovulkane, die in einen aufgestauten kraterlosen Domberg (Tholoide) auslaufen, sind Vertreter dieses Typus. Man hat hierher zu zählen den Rucu-Pinchincha mit kleiner Gipfelpyramide, Fig. 169 oder den Sincholagua, Fig. 170. Die Gipfelpyramide kann sehr verschiedene Dimensionen besitzen, z. B. beim Cotocachi, Fig. 171 oder noch grösser beim Quilindaña, Fig. 172.

Fig. 171.



Grosse Gipfelpyramide. Cotocachi. Rel. Höhe ca. 2500 m. Nach Stübel.

In extremen Fällen kann der massive Dom fast die ganze Bergmasse ausmachen wie beim Chimborazo, Fig. 173. Bei diesen meist

Fig. 172.



Sehr grosse Gipfelpyramide. Quilindaña. Rel. Höhe ca. 1200 m. Nach Stübel.

erloschenen Vulkanen hat allerdings die Denudation erhebliche Teile des Tuffmantels entfernt.

Fig. 173.



Domberg. Chimborazo. Rel. Höhe 3000 m. Nach Stübel.

Stratovulkane mit einer Caldera.

Stratovulkane
mit Caldera.

Topographisch ist die Caldera eine Kratereinsenkung von einem so bedeutenden Durchmesser, dass er zu der Höhe und der Basis des Berges in keinem Verhältnis steht. Dieser umfangreiche Kraterschacht kommt durch einen bedeutenden Massenverlust des Berges zustande. Während alle bisher betrachteten Fälle die Tendenz haben, die Höhe des Berges zu vergrößern, tritt mit der Calderabildung das entgegengesetzte Bestreben ein. Die Calderabildung kommt durch eine Änderung des Eruptionscharakters zustande. Es ist daher gerechtfertigt, diese Vulkane hierher zu stellen.

Das Calderaproblem ist eins der schwierigsten des Vulkanismus. Eine vollauf befriedigende Erklärung hat es bisher nicht gefunden. Es hängt das wohl in erster Linie damit zusammen, dass verschiedene Vorgänge zum gleichen Ergebnis führen.

Das Caldera-
problem.

Ist die Caldera ein Einsturzkrater, so muss dem Einsturz die Bildung von Hohlräumen vorausgegangen sein. Ein solcher Vorgang ist leicht denkbar, wenn im Vulkanschlot eine flüssige Lavasäule auf- und absteigt. Das Rückfließen zur Tiefe liefert dann die Vorbedingung für Einbrüche des Vulkans von calderahaften Dimensionen. Eine oszillierende Bewegung der Lavasäule ist jedoch ohne einen hohen Grad von Dünflüssigkeit kaum denkbar.

Es ist demnach die Einbruchscaldere nur bei Lavavulkanen oder solchen Stratovulkanen, die diesen nahestehen, zu erwarten. Der Rückfluss tritt am Ende der Eruptionsperiode ein. Folgerichtig lässt Stübel mit der Bildung der Caldera den monogenen Bau abschliessen. Anders liegen die Verhältnisse bei den mit Unterbrechung tätigen Vulkanen, denen die meisten Stratovulkane angehören. Hier braucht es durchaus nicht immer zum Lavaausfluss zu kommen. In diesen Fällen ist eine dem Einbruch notwendig vorausgehende Hohlraumbildung auf dem geschilderten Wege schwer vorstellbar.

Krater von riesigen Dimensionen, die demnach Calderacharakter tragen, sind, wie eine ganze Reihe von beobachteten Beispielen lehrt, durch Ausblasen und Aussprengen entstanden.

Das klassische Beispiel ist der Krakatauausbruch vom Jahre 1883, der durch Explosion ein 75 qkm grosses Bruchfeld geschaffen hat. Auf demselben Wege ist bei zahlreichen Vulkanen eine bedeutende Erniedrigung der Gipfelhöhe eingetreten. Die Explosionscaldera ist eine Bildung während eines bestimmten Abschnittes der Tätigkeit des Vulkanherdes.

Die Einbruchscaldere kann als eine Begleiterscheinung der effusiven Phase bei Lavavulkanen, die Explosionscaldera als eine solche der explosiven Phase bei Stratovulkanen aufgefasst werden. Bei der Explosionscaldera wird man den Nachweis zu liefern haben, wohin die durch die Explosion ausgeräumten Schuttmassen gelangt sind, ein Nachweis, der bei den oft weiten Transportwegen nicht immer zu führen ist.

Die Caldera ist eine sehr verbreitete Kraterform. Bei den verschiedensten Vulkanen in allen Gegenden der Erde kehrt sie wieder.

Die Lösung des Problems muss auf folgende Fragen eine befriedigende Antwort geben.

Warum hat sich das Ereignis des Einsturzes und des Ausblasens in so zahlreichen Fällen stets mit dem gleichen Ergebnis der Bildung eines riesigen Kraters zugetragen?

Wann muss dieser Vorgang eintreten? Am Ende der Tätigkeit des

Herd, an einem bestimmten Abschnitt während des Erkaltungsvorganges oder zu Beginn des Wiedererwachens des Herdes zu neuem Leben?

Und endlich welche sind die Ursachen?

Die Stübelsche Theorie (44) würde eine befriedigende Antwort für eine bestimmte Art der Rückflusskaldera geben, die bei einem monogenen Vulkan am Ende seines Aufbaus eintritt, wenn sich die vulkanische Kraft erschöpft hat. Die Schwierigkeit tritt aber sofort an anderer Stelle wieder auf, wenn die Theorie das Wiedererwachen der vulkanischen Erscheinungen nach langer Pause erklären soll; denn, ist der Herd durch den monogenen Aufbau erschöpft, so kann er nicht in eine zweite Eruptionsperiode eintreten, er müsste sonst neuen Zufluss erhalten; das schliesst Stübel aber ausdrücklich aus.

Die Lösung scheint mir auf folgendem Wege zu suchen zu sein. Die Erfahrung hat gelehrt, dass Magmen, je mehr sie sich abkühlen, an Explosionsfähigkeit gewinnen. Danach würde die Aussprengung der Caldera eine grosse Kraftäusserung eines festwerdenden Herdes zu einem bestimmten Zeitpunkt sein, an dem das Magma das Maximum von Explosionsfähigkeit erlangt hat. Andererseits werden bereits glasig erstarrte Laven explosiv, wie die Brunschen Experimente gelehrt haben, wenn sie bis zu einem bestimmten Temperaturgrad erhitzt werden (indirekte Eruptionen.) Auf beide Art kann eine Wegsprengung des Berggipfels und Calderabildung zustande kommen. Im ersten Falle schliesst die Bildung die Herdtätigkeit ab und neben altem Material gelangt neues zur Förderung. Im zweiten Fall beginnt das Wiedererwachen der Tätigkeit durch Explosionen, die nur altes Material auswerfen, wie allgemein der erste Anfang einer Zentraleruption explosiver Natur ist.

Ist aber das Wiedererwachen eines längere Zeit erloschenen Herdes ohne Energiezufuhr durch neues, aus anderen Herden stammendes Magmas vorstellbar?

Die Äusserungen des wiedererwachten Vulkanismus sind stets von geringerer Intensität als die der ersten Periode. Seine Produkte lassen eine Zunahme der Viskosität des Magmas in allen Fällen erkennen. Diese Momente sprechen gegen eine Energiezufuhr von anderswoher. Es sollten doch sonst Fälle zur Beobachtung gelangen, wo nach der Förderung kühlerer Magmen beim Wiedererwachen im zweiten Abschnitt wieder heissere Laven zum Vorschein kämen.

Wir wissen gegenwärtig noch viel zu wenig über die Reaktionen, die während des Abkühlungsvorganges in einem Vulkanherd vor sich gehen, um für die Erscheinungen der Calderabildung in einem bestimmten Abschnitt der Entwicklungsgeschichte eines Vulkans eine befriedigende Erklärung zu finden.

Die Caldera liegt durchaus nicht immer in der Ausbruchsachse des Vulkans. Fig. 174 zeigt schematisch eine seitlich eingesenkte, wie sie zum Beispiel der Curral grande auf Madeira besitzt. Auch Doppel-

Fig. 174.



Seitlich eingesenkte Caldera. Nach Stübel.

Fig. 175.



Doppelcaldera. Nach Stübel.

Fig. 176.



Kleine Caldera. Corazon. Rel. Höhe ca. 1800 m. Nach Stübel.

Fig. 177.



Calderaberg. Rumiñahui. Rel. Höhe ca. 1800 m. Nach Stübel.

calderen (Fig. 175) kommen z. B. auf Réunion vor. Die Frage bleibt offen, ob erstere eine Explosionscaldera, letztere eine Einsturzalcaldera ist.

Die nachstehenden Abbildungen mögen eine Vorstellung der Calderaberge geben.

Fig. 176, der Corazon, Ecuador, besitzt eine kleine Caldera, grösser ist dieselbe beim Rumiñahui, Ecuador (Fig. 177). Gelegentlich ist der Calderarand an einer Stelle aufgebrochen und ein Tal (Barranco, in Ländern spanischer Zunge) entwässert dieselbe (Fig. 178). Besonders

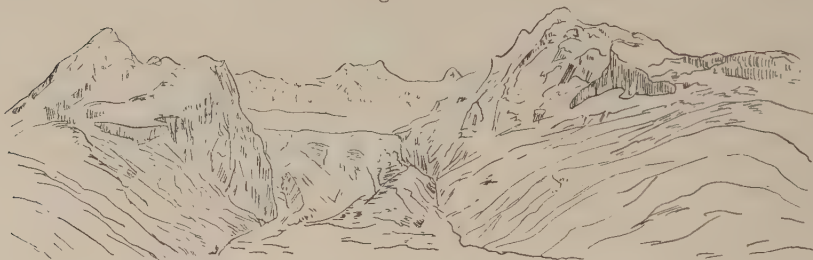
dünnwandig ist der Rand der Caldera des Altar, Ecuador (Fig. 179). Aus der geringen Mächtigkeit der Wände leitet Stübel ein Bedenken

Fig. 178.



Hufeisenförmige Caldera. Cusin-urcu. Rel. Höhe ca. 1300 m. Nach Stübel.

Fig. 179.



Grosse dünnwandige Caldera mit stufenartigem Absturz am Beginn des Kraterales. Altar. Rel. Höhe ca. 1700 m. Nach Stübel.

gegen die Entstehung durch Explosion her, da das Volumen des stehen gebliebenen Calderawalles bei weitem kleiner als der ausgesprengte Teil des Berges sei.

2. Stratovulkantypen bedingt durch Verlegung der Eruptionsachse.

Mehrrachsige
Vulkane.

Als zweiter bestimmender Faktor für die Form des Vulkans kommt der Eruptionsschlot in Frage. Wandert im Laufe der Zeit die Eruptionsachse, so bezeichnet man derartige Vulkane als mehrachsige Vulkane (Mercalli 43). Der Ätna ist das bekannteste Beispiel.

Die ineinandergesetzten Vulkane. Vulkane mit Ringwall. Sommaberger. Doppelvulkane.

Ineinander-
gesetzte Vulkane.

Die Doppelvulkane entwickeln sich aus den Calderabergen, wenn innerhalb der Caldera ein zweiter Vulkan zur Aufschüttung gelangt: Stübel's „Polygene Vulkanbauten“.

Die Doppelvulkane sind gleichfalls eine sehr verbreitete Erscheinung. Als Musterbeispiel dient gewöhnlich der Monte Somma-Vesuv.

Der Aufbau eines solchen Doppelvulkans vollzieht sich in zwei Abschnitten, die durch eine längere Untätigkeit unterbrochen werden. Zwischen beiden fällt die Bildung der Caldera. Die Gestalt und Anlage

der Doppelberge ist verschieden, je nachdem der alte Eruptionsschlot ein zweites Mal wieder benutzt wird, oder der neue Schlot sich gegen den alten verschiebt.

1. Die Caldera und beide Vulkane liegen konzentrisch zu einander. In diesem Falle werden Doppelberge von grösster Regelmässigkeit das Ergebnis sein.

Die Vulkane und die Caldera liegen konzentrisch.

Fig. 180.



Barren, Island. Golf von Bengalen. Nach Ball.

Die Achse des ersten Vulkans, das Zentrum der Caldera und die Ausbruchsachse des zweiten Vulkans fallen zusammen. Die beiden Vulkane sind genau konzentrisch aufeinander gesetzt.

Fig. 181.



Grosse Caldera mit Ausbruchskegel im Beginn des Taleinschnittes. Pululagua. Rel. Höhe 1500 m. Nach Stübel.

Dieser Fall ist ausserordentlich selten. Barren Island im Meerbussen von Bengalen, $12^{\circ} 17'$ n. Br., $93^{\circ} 54'$ O. mag ein Vertreter dieses Typus sein (Fig. 180). Der Rand der Caldera ist 305 m hoch, der zentrale Kegel 299 m (Ball 47).



Der zweite Vulkan steht exzentrisch in der konzentrisch eingesenkten Caldera.

2. Die Caldera liegt in der Eruptionsachse des ersten Vulkans. Der zweite Vulkan steht aber exzentrisch auf dem Boden der Caldera. Als Beispiel mag der Pululagua dienen, dessen zentraler Kegel am Anfang des Taleinschnittes gelegen ist (Fig. 181).

Den Pik von Tenerife wird man dieser Abteilung zuzählen dürfen (vgl. Fig. 183). In das domförmige Fussgebirge des Pik ist der Teydecirkus, die Cañadas, konzentrisch eingesenkt¹⁾. Streng genommen ist derselbe eine Zwillingscaldera; zwei durch den schmalen Sporn der Peñones getrennte Calderen verfließen ineinander. In diesen steht der Pik sowohl wie der Pico viejo (die Chahorra) exzentrisch. (Vgl. die Karte von Tenerife, Fig. 182.)

Die Caldera liegt exzentrisch, der zweite Vulkan zu ihr konzentrisch.

3. Die Caldera liegt exzentrisch in bezug auf den ersten Vulkan, der zweite Vulkan baut sich aber konzentrisch innerhalb der Caldera auf.

So liegen die Verhältnisse beim Monte Somma-Vesuv. Der Vesuv-

Fig. 183.



Der Pico de Teyde auf Tenerife mit dem ihm umgebenden Ringwall. Nach Lye 11.

kegel erhebt sich zwar genau in der Mitte der Caldera, des Atrio del Cavallo, aber letzteres liegt zur alten Sommaachse exzentrisch und zwar 1 km gegen Südwesten verrückt.

Stellen wir uns einen Kegel vor und setzen wir in diesen Kegel einen kegelförmigen Trichter so hinein, dass die Achse des Trichters mit der Achse des Kegels parallel steht, aber nicht zusammenfällt, so erscheint der Trichterrand in der Richtung der Exzentrizität abgeschrägt.

Dasselbe Bild zeigt der Sommarand. Derselbe fällt vom höchsten Punkt, der Punta del Nasone, 1137 m im Norden bis auf 650 m Höhe bei Pedimentina im Süden ab. Der um nahezu 500 m niedrigere Südrand liess die Laven des Vesuv gegen das Meer zu abfließen und bedingte so

¹⁾ v. Fritsch und Reiss (14) sind eher geneigt, die Caldera des Pik als Erosionscaldera anzusprechen, weil die Explosionsmassen vollständig fehlen. Ihre jetzige Form sei wesentlich durch die Erosion bewirkt. Man darf sich nicht verhehlen, dass eine befriedigende Lösung des Calderaproblems noch nicht gefunden ist.

die Eigenart des Berges. Gleichmässig abgeschrägte Calderaränder sind stets ein Zeichen von exzentrischer Lage der Caldera zum Berge (vgl. Fig. 184).

Je grösser die Exzentrizität ist, desto stärker muss die Abschrägung werden und schliesslich nimmt die Caldera eine hufeisenförmige Gestalt an.

Besitzt der erste Vulkan nicht die normale Kegelgestalt, so weicht die exzentrisch ausgesprengte Caldera entsprechend von der kreisrunden oder elliptischen Trichterform ab.

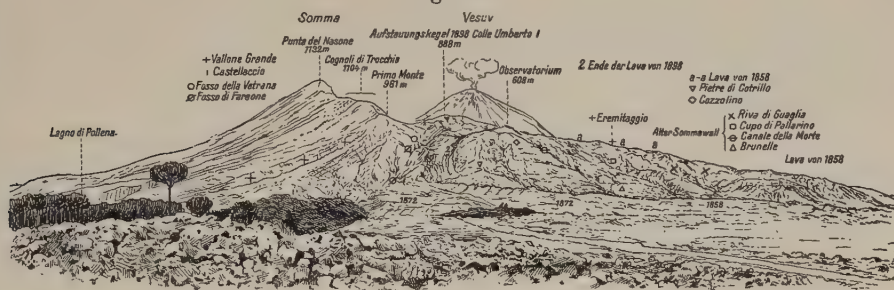
4. Der allgemeinste Fall der Anordnung ist der, dass sowohl die Caldera als der zweite Vulkan exzentrisch liegen.

Vulkane und
Caldera liegen
exzentrisch zu
einander.

Gewöhnlich erfolgt das Wandern der Eruptionsachsen in ganz bestimmten Richtungen.

Ein Beispiel ist die Insel Fogo, Cap Verden (vgl. Karte Fig. 187 und Ansicht Fig. 186) (45). Die Caldera ist mit geringer Exzentrizität gegen

Fig. 184.



Mte. Somma-Vesuv. Nach Stübel.

Nordosten in den Berg eingesenkt, wie die Erniedrigung des Calderarandes im Nordosten lehrt. Der Pik von Fogo steht ebenfalls nicht genau im Zentrum, sondern ist gegen Nordosten hinausgerückt. Dieser Typus ist der verbreitetste.

Nicht nur zwei, sondern mehrere Vulkane erscheinen in der geschilderten Weise ineinander geschachtelt. Der Pik von Tenerife ist streng genommen ein dreifach ineinandergesetzter Vulkan. In der Caldera, die dem domförmigen Fussgebirge eingesprengt ist, erhebt sich der Ramblettakegel mit seinen Obsidianströmen und konzentrisch aus seinem Krater der Pyton oder Pan de Azucar des Piks.

Der grossen Caldera des Tengger (46) auf Java (vgl. die beigegefügte Karte, Fig. 185) sind mehrere Vulkane eingesetzt, die sich zum Teil überdecken, wie der Widodaren, Segorowedi, Bromo und Batuk. Der Tengger ist nach Junghuhn ein abgestumpfter, sanft geböschter Kegel, der in 2372 bis 2600 m Höhe abgeschnitten ist. Die Caldera hat einen Durchmesser

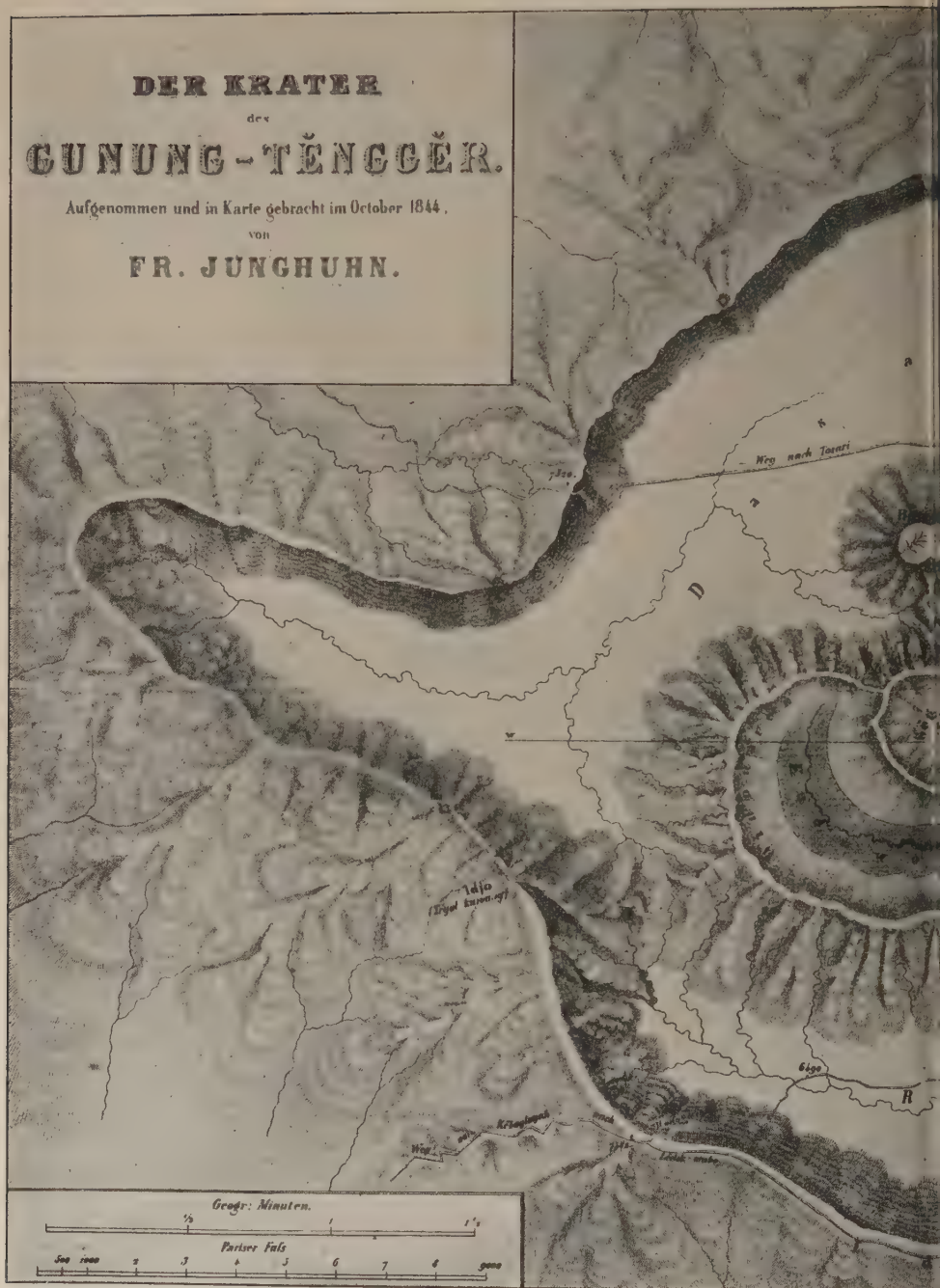


Fig. 185. Karte des Gu



Nach Junghuhn.

von 6,5 km, ist 325 m tief eingesenkt und besitzt eine mittlere Meereshöhe von 2111 m. Die jüngeren Vulkane erheben sich ziemlich genau

aus der Mitte der Caldera. Demnach liegt Fall 1 oder, wenn man will, Fall 2 vor.

Es sind dem Alter nach zu unterscheiden:

1. Der Widodaren mit dem höchsten Punkt Gunung Kembang, 2581 m, der Kraterboden liegt 195 m tiefer; dadurch dass der nächste Vulkan dem nordöstlichen Rande aufsitzt, hat der Krater die Gestalt eines halbmondförmigen Tales.

2. Gegen Nordosten verrückt erscheint das nächstjüngere vulkanische Gebilde, der Segorowedi, ein Kegel, mit kreisrundem Schlund, und mit einer mittleren Kraterandhöhe von 2342 m.

3. Noch weiter gegen Nordosten vorgeschoben ist der tätige Kegel des Bromo, gleichfalls ein Aschenkegel mit kreisrundem Krater und 2300 m Höhe.

4. Nach nördlicher Richtung exzentrisch findet sich auf dem Boden der Caldera ein vierter Kegel, der Batuk, 2423 m. Nach Junghuhn folgen der ältesten Trachytperiode die Obsidianperiode, dann die Förderung von Lapilli, Sanden und endlich in der Gegenwart nur Aschen.

Durch die verschiedene Kombination mehrerer Vulkane, die teils sich ineinander schachteln, teils sich gegenseitig überdecken, bauen sich die komplexen vulkanischen Gebirge auf.

Die Doppelvulkane lassen weiterhin in ihrer Beschaffenheit Gesetzmässigkeiten erkennen, soweit sie demselben Herd zugehören:

1. Der jüngere Vulkan bleibt in seinen Dimensionen stets hinter

dem älteren, dem er aufsitzt, zurück.

2. Der jüngere Vulkan weist stets eine solche Form auf, die einen weiteren Fortschritt der Herderstarrung anzeigt.

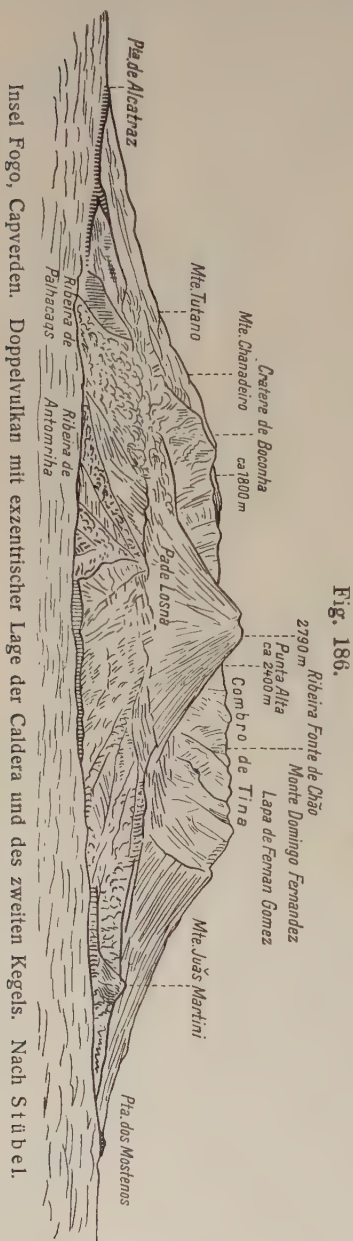


Fig. 186.

Gesetzmässigkeiten der Aufbaue der ineinandergesetzten Vulkane.

Diese letztere gesetzmässige Beziehung ist für die Beurteilung des Wesens des Vulkanismus von weittragender Bedeutung, da sie direkt darauf hinweist, dass der alhnähliche Erstarrungsvorgang des Herdes die alleinige Ursache der Zentraleruption ist.

Schon Stübel hatte erkannt, dass ein Lavavulkan nie einem Kegel aufsitzt. Schneider fasste die Gesetzmässigkeit in der Weise zusammen, dass die Grundformen vulkanischer Bauten sich nur in einer

Fig. 187.



Karte der Insel Fogo, Cap Verden. Nach Ch. St. C. Deville.

bestimmten Reihenfolge vergesellschaften können und suchte die Kombination durch Zusammensetzung der Bezeichnung auszudrücken.

Die Aspihomate oder Aspikonide stellt einen Schildvulkan dar, dem ein Wallberg oder ein Kegel aufgesetzt ist. Die Homakonide ist ein Aschenkegel innerhalb des Wallberges.

Hier wurde der Nachweis zu führen gesucht, dass die Vulkanform abhängig von dem Viskositätsgrad des Magmas und damit gleichzeitig von der Temperatur ist.

Die Reihe führt vom Lavavulkan zum schildförmigen Stratovulkan, zum kegelförmigen Stratovulkan und schliesslich zu Staukuppen und massiven Domen, sowie reinen Aschenkegeln. Dieselbe Reihenfolge halten die übereinander sitzenden mehrfachen Vulkane inne. Der jüngere Vulkan, verglichen mit dem älteren, besitzt eine Gestalt, die für ein folgendes Glied der Reihe charakteristisch ist, nie die eines vorangehenden.

3. Stratovulkantypen bedingt durch die Lage der Lavaströme.

Die Lavaströme beeinflussen in ihrer Art und Weise des Auftretens und der Lage ihrer Austrittsstellen wesentlich die äussere Form des Vulkans. Die Lava zeigt ihrem Viskositätsgrad entsprechende, charakteristische Erscheinungsformen, die sich gleichfalls in eine Reihe bringen lassen, nämlich Fladenlava, Blocklava, Staukuppen, halbfeste und feste Extrusionsgebilde.

Die Lava fliesst entweder aus dem zentralen Gipfelkrater (Gipfel-eruptionen) und zwar über den Rand, oder aus Scharten des Kraterandes. Nicht selten bricht sie den Krater an einer Seite auf. Gipfel-eruptionen gehören gewöhnlich den früheren Stadien des Vulkans an. Hat der Berg erst eine bestimmte Höhe erreicht, so hören sie ganz auf. An ihre Stelle treten die Flanken- oder Seiteneruptionen. Der Stratovulkan weist in dieser Hinsicht genau dieselben Verhältnisse auf, die bei den Lavavulkanen ausführlich erörtert worden sind. Der Lavaström kann in jedem Niveau zwischen Gipfel und Basis zutage treten. Der Italiener nennt die Austrittsstelle „bocca“.

Bei den zusammengesetzten Vulkanen sammeln sich die Lavaströme in der Caldera an und füllen dieselbe aus. Auf diese Weise entstehen sogenannte Atrialringe. Mitunter fliessen die Ströme auch aus der Caldera ab, wie das z. B. beim Pik von Tenerife oft der Fall war.

Das innere Gerüst der Stratovulkane.

Das feste Gerüst eines Stratovulkans, wie man es bei Vulkanruinen studieren kann, ist durch die Lavaströme bedingt. Zunächst ist die Eruptionsachse durch einen zylindrischen oder unregelmässig konischen Lavaklotz gekennzeichnet. Von dieser Achse verlaufen nach allen Seiten ausstrahlende, plattenförmige Gangkörper. Dieselben entsprechen gewöhnlich seitlich austretenden Lavaströmen. Von dieser zentralen Achse gehen ferner seitliche Injektionen aus, die nicht immer zum Durchbruch geführt haben. Das innere Gerüst eines Vulkanes ist gewöhnlich ein sehr kompliziertes Gebilde.

Die vulkanischen Gebilde der Oberfläche, wie sie in diesem Kapitel geschildert wurden, seien noch einmal in Form einer tabellarischen Übersicht zusammengestellt.

Austrittsstellen
der Lavaströme.

Das innere Ge-
rüst der Strato-
vulkane.

Abnehmende Temperatur Zunehmende Zähflüssigkeit			
Eruptionsphase	Arealeruptionen	Lineareruptionen	Zentraleruptionen
Effusivphase	Eruptionsbatholithe, Eruptionslaktolithe = Deckenergüsse, in Tiefen- gesteine übergehend.	Kraterlose, klaffende Vulkan- spalten mit Lavaüberflutun- gen = Decken (sogenannte Spaltenergüsse).	Lavavulkane, Schildvulkane.
Gemischte Phase Effusiv- und Explosivphase	fehlt	Reihenvulkane, Schlackenkraterreihen, Spalten mit einzelnen grossen Vulkanen besetzt, Vulkanische Rücken.	Stratovulkane a) einfache : schildförmige Stratovulkane, kegelförmige Stratovulkane, Stratovulkane in Verbindung mit Extrusionsgebilden (Staukegeln, Domen, Fels- nadeln) b) Zusammengesetzte Vulkane
Explosivphase	fehlt	Explosionsgräben Reihen von Explosionskratern.	Aschenkegel, Wallberge, Maare.

Literatur.

1. K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911.
2. H. Reck, Isländische Masseneruptionen. Geol. paläont. Abb. von E. Koken, 13, Heft 2, 1910, S. 5 ff., sowie die im vorigen Kapitel zitierte isländische Literatur. Ein Beitrag zur Spaltenfrage der Vulkane. Zentral. f. Min. 1910. S. 166—169.
3. v. Keibel, Lavavulkane auf Island. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 58. 1906. Monatsb. S. 59.
4. Th. Thoroddsen, Island. Peterm. geog. Mitt. Ergänz.-Bd. 32. 1906.
5. J. D. Dana, Characteristics of Volcanoes. London 1890.
6. C. E. Dutton, Hawaiian Volcanoes. U. S. Geol. Survey 40. An. Rep. 1882—1883. S. 81—219.
7. C. Gagel, Die Caldera von La Palma. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde 1908. S. 241.
8. R. A. Daly, The Nature of volcanic Action. Proceedings of the Amer. Acad. of Arts and Sciences. Vol. 47. Nr. 3. Juni 1911.
9. W. Penck, Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. N. Jahrb. f. Min. BB. 32. 1911. S. 358—365. Studien am Kilauea. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1912. S. 180—203.
10. J. Friedländer, Beiträge zur Geologie der Samoainseln. Abb. d. Kgl. Bayer. Akad. Wiss. II. Kl. XXIV. III. Abt. 1910. S. 514—527. Mit 2 Karten und 5 Tafeln. Über die Eruptionen sind die Nachrichten von Reinecke in Petermanns Mitt. und von K. Sapper in der Zeitschrift für Erdkunde gesammelt worden.
11. A. Lacroix, Les roches à néphéline de Tahiti. Compt. Rend. 139. 1904. III. S. 953—956. Les roches alcalines de Tahiti. Bull. de la Soc. géol. de France. 4. 1910. S. 91—124.
12. W. Branca, Schwabens 125 Vulkan-Embryonen und deren tuffgefüllte Ausbruchsröhren; das grösste Maargebiet der Erde. Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. Jahrgang 1894 u. 1895.
13. Alexander von Humboldt, Kosmos IV. S. 277—279.
14. K. v. Fritsch und W. Reiss, Geol. Beschreibung der Insel Tenerife. Ein Beitrag zur Kenntnis vulkanischer Gebirge. Winterthur 1868.
15. W. Branca u. E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Abh. d. Akad. d. Wiss. Berlin 1901. 167 S. 1 Karte.
16. W. Branca u. E. Fraas, Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Abhandl. d. Akad. d. Wiss. Berlin 1905. Math. phys. Kl. S. 1—64. II Tafeln.
17. A. Rothpletz, Das Tal von Orotava auf Tenerife. Peterm. Geogr. Mitt. 1889. S. 237—251.
18. J. Milne, On the Form of Volcanos. Geol. Mag. Dec. II. 5. 1878. S. 337—345. 6. 1879. S. 506—514.
19. G. F. Becker, The geometrical Form of volcanic Cones and the Elastic Limit of Lava. Am. Journ. of Science III. Ser. 30. 1885, S. 283—293. Reconnaissance of the Goldfields of Southern Alaska with some Notes on General Geology. U. S. 18. Ann. Rep. 1896—1897. Washington 1898. S. 21—25. — Warren D. Smith, The Geology of Luzon. Am. Journ. of Geology. XXI. 1913. S. 41.
20. G. Linck, Über die äussere Form und den inneren Bau der Vulkane mit einem Anhang über die Dünen. N. Jahrb. f. Min. 1907, Festband, S. 91—114, Tafel VII, 18 Textfiguren. — F. Auerbach, Die Gleichgewichtsfiguren pulverförmiger Massen. Ann. d. Phys. (4) 5. 1901.

21. W. Kranz, Weitere Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands. Zentralbl. f. Min. 1910, S. 520; auch Zentralbl. f. Min. 1913. S. 412.
22. De Stefani, Die phlegräischen Felder bei Neapel. Ergänzungshefte Petermanns Mitt. Nr. 156. 1907.
23. J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel. Berlin 1857.
24. E. Reyer, Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. S. 88, 89 und 152.
25. J. E. Hibs ch, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt VII. Umgebung von Teplitz-Boreslau. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 27. 1908. S. 1—104.
26. F. Fouqué, Santorin et ses Eruptions. Paris 1879. S. 36—92. 169 ff.
27. Matteucci, Sur les particularités de l'éruption du Vésuve. Compt. rendues. 127. 1899. S. 65—66.
28. A. Stübel und W. Bergt, Der Vesuv. Leipzig 1909. S. 20.
29. H. Simonotai, Der Tarumai-Ausbruch in Japan 1909. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1912. Nr. 6. S. 433—444.
30. Jmm. Friedländer, Über den Usu in Hokkaido und über einige andere Vulkane mit Quellkuppenbildung. Peterm. Geog. Mitt. 58. 1912. S. 309—312.
31. T. A. Jaggar, The evolution of Bogoslof Volcano. Bull. Am. geog. Soc. 40. 1908. Nr. 7. S. 385—400.
32. P. Scrope, The Geology and extinct Volcanos of Central France. London 1858.
33. A. Bergeat, Staukuppen. N. Jahrb. f. Min. Festband 1907. S. 310—329. Tafel XVI. 5 Textfiguren.
34. J. C. Russel, Volcanoes of North Amerika. New York 1897. Quaternary History of Mono Valley, California. U. S. Geol. Survey 8 Ann. Rep.. 1886 bis 1887. Part. I. 1889. S. 371—388.
35. A. Lacroix, La Montagne Pelée et ses Eruptions. Paris 1904, sowie zahlreiche Publikationen über diesen Gegenstand von Anderson und Flett, Hovey, Heilprin, die daselbst ausführlich zitiert sind.
36. A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897.
37. R. Strachey, On ancient Lava Plug like that of Mont Pelé. Nature 68. 1903. S. 573—574.
38. J. C. Branner, Is the Peak of Fernando Noronha a volcanic plug like that of Mont Pelé. Am. Journ. Sc. Ser. IV. 16. 1903. S. 442—444.
39. Leopold von Buch, Gesammelte Werke. III. Bd. 1877. S. 409.
40. J. C. Russel, Criteria relating to massive-solid volcanic Eruptions. Am. Journ. of Science IV. 17. 1904. S. 253—268.
41. H. J. Johnston-Lavis, The Geology of Monte Somma and Vesuvius, being a study in Vulcanology. Quaterly Journ. Geol. Soc. 40. 1884. S. 35—119. Plate II.
42. A. Stübel, Die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Leipzig 1903. I Tafel. 53 Textabb.
43. G. Mercalli, I vulcani attivi della terra. Milano 1907.
44. A. Stübel, Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Leipzig 1901.
45. St. Cl. Deville, Géologie de Tenerife et Fogo. (Cap. vert). Journal universel des sciences I. Sect. 1846. 14. S. 156 ff.
46. E. Junghuhn, Java. II. Bd. Leipzig 1857. S. 554—615. Fig. 1—11.
47. V. Ball, Volcanoes of the bay of Bengal. Geol. Mag 1879. S. 16—27. Plate I.

XIII. Kapitel.

Die Ausbrucherscheinungen.

Das folgende Kapitel wird sich mit den Erscheinungen, die ein Vulkan im Zustand der Tätigkeit darbietet, beschäftigen. Es ist im Wesen des vulkanischen Vorganges begründet, dass derselbe ein intermittierender ist, d. h. dass Zeiten der Ruhe mit solchen lebhafterer Tätigkeit abwechseln. Die Entstehung eines neuen Vulkanes setzt mit einem Akt des Paroxysmus ein. Sein Ende besteht gewöhnlich in einem allmählichen Ausklingen jeder Äusserungen. Die Betrachtung der Ausbrucherscheinungen hat mit diesem ersten Paroxysmus, der Geburt des Vulkanes, zu beginnen.

Entstehung neuer Vulkane.

Entstehung
neuer Vulkane.

Sicher verbürgte Nachrichten von der Entstehung eines Vulkanes auf dem festen Lande und den Erscheinungen seines ersten Ausbruches liegen nur spärlich vor. Sie betreffen stets Fälle, wo auf bereits vulkanischem Boden sich eine neue Esse öffnet, die gewöhnlich nur eine Abzweigung vorhandener Nachbaressen ist. Zwar datiert die mythologische Überlieferung die Geburt grösserer Vulkane auf bestimmte Zeiträume zurück. So verlegt die japanische Sage die Entstehung des heiligen Vulkanes Fuji-yama in das Jahr 294 n. Chr. nach Milnes Zeitumrechnung. Derartige sagenhafte Überlieferungen halten aber der wissenschaftlichen Kritik nicht stand. Nach allem, was wir über das Höhenwachstum von Vulkanen wissen, ist es ausgeschlossen, dass ein Berg von der Höhe des Fuji so jungen Datums sein kann.

Genauere Daten der ersten Ausbrucherscheinungen liegen von einigen wenigen neuen Vulkanen vor. Den ersten Platz in der Geschichte der Vulkanausbrüche wird stets der am 28.—29. September 1759 entstandene Jorullo in Mexiko einnehmen, einmal, weil seine Ausbruchsdaten von Alexander von Humboldt (1) gesammelt und dann wegen der theoretischen Schlussfolgerungen, welche vom Standpunkt der Erhebungstheorie an seine Entstehung geknüpft worden sind.

Jorullo, Mexiko 28.—29. September 1759.

Jorullo 1759

Zwischen den beiden bekannten Vulkanen Toluca und Colima erstreckt sich eine weite, friedliche Ebene, der ehemaligen Provinz Michuacan angehörig. Dem Ausbruch ging drei Monate lang ein ununterbrochenes, unterirdisches Getöse, verbunden mit Erderschütterungen, voraus. In der Nacht vom 28. zum 29. September 1759 brach in dieser Ebene, 30 geographische Meilen von dem nächsten Vulkan entfernt, in einem dichten Gebüsch von Guayavasträuchern, zur Farm des Pedro Jorullo gehörig, der Vulkan durch. Bereits in den ersten Stunden der Nacht lag die schwarze Asche einen Fuss hoch.

Anfänglich lieferte der Ausbruch nur vulkanische Lockerprodukte, setzte also mit Explosionen ein. Den Vorgang der Bergbildung schilderte A. v. Humboldt (1) nach dem Bericht von Augenzeugen in folgender Weise: „Am Tage des Ausbruchs selbst erhob sich der flache Boden sichtbar senkrecht und das Ganze blähte sich mehr oder weniger auf, so dass Blasen erschienen, deren grösste heute der Jorullo ist. Neben demselben taten sich noch fünf weitere Ausbruchskegel auf.“ Dieser Bildungsvorgang galt lange Zeit als eine wichtige Stütze der Erhebungstheorie, bis Scrope (2) die richtige Deutung der Ereignisse des Jorulloausbruchs fand. Nach ihm ist derselbe eine Spalteneruption, die durch Lavaausfluss die hohe, konvexe Plattform des Malpais schuf. Die sechs Schlünde zeigen den Verlauf der Spalte an. Der letzte Lavaerguss erfolgte aus dem eingebrochenen Krater des Jorullo selbst.

Izalco, San Salvador.

Izalco,
San Salvador.

Ein weiteres Beispiel eines neu entstandenen Vulkans ist der Izalco in San Salvador, der in der Folgezeit noch zahlreiche Ausbrüche hatte. Die z. T. sich widersprechenden Nachrichten hat v. Seebach (3) kritisch gesichtet. Nach dem Bericht eines Augenzeugen, der zur Zeit des Seebachschen Aufenthalts in dieser Gegend im Jahre 1865 etwa 100 Jahre alt war, liess sich folgendes feststellen. Die Gegend war, bevor der eigentliche Izalcovulkan entstand, bereits der Schauplatz vulkanischer Ereignisse. So spielte sich am 23. Februar 1769 eine vorübergehende Eruption ab. Im Juli 1783 brach ein Lavastrom am Paraje Muxena, eine Seemeile (1,8 km) westlich von dem heutigen Vulkan aus.

Der Izalco entstand am 29. März 1793. Eine Rauchsäule stieg plötzlich aus dem Urwalde empor. Es bildete sich eine Bocca, die Schlacken in ungeheurer Menge auswarf. Dann trat Lava zutage, die 5 Monate dauernd floss. Seit dieser Zeit ist der Izalco fast ununterbrochen tätig.

Las Pilas, Nicaragua (4).

Las Pilas,
Nicaragua.

Unter den Maribiosvulkanen sind im vorigen Jahrhundert mehrere neue Essen entstanden. So bildete sich auf der westlichen Abdachung des Las Pilas durch den Ausbruch vom 13. April 1850 ein neuer Kegel, über den ein ausführlicher Bericht von Squier vorliegt. Zu einer weiteren Neubildung kam es in derselben Gegend am 14. November 1867. In beiden Fällen leiteten Explosionen mit Auswurf von Lockerprodukten den Akt ein, Lavaströme folgten erst später.

Mte. Nuovo bei Pozzuoli, Phlegräische Felder (5—6).

Mte. Nuovo bei
Pozzuoli.

Ein weiteres, klassisches Beispiel ist die Entstehung des Monte Nuovo in den phlegräischen Feldern im Jahre 1538; dieser Vulkan wuchs in wenigen Tagen bis zu einer Höhe von 139 m empor. Zwischen Mte. Barbaro und dem Lucriner See befand sich eine Ebene, Tripergola genannt. Hier öffnete sich der Schlund am 29. September, nachdem am Tage zuvor das Meer aus der Bucht zurückgewichen war. Diese denkwürdige Eruption erfolgte nicht aus einem bereits vorhandenen Krater, sondern schüttete einen neuen Aschenkegel auf, mit einem Krater von 370 m Durchmesser und 120 m Tiefe. Das Material ist ein weisslicher, trachytischer Bimsstein. Lava trat nicht zutage. Am 3. und 6. Oktober wiederholten sich die Ausbrüche, dann kam der Berg zur Ruhe. Gegen eine buckelförmige Auftreibung des Bodens, die in den Berichten behauptet wird, spricht die aufrechte Stellung der Säulen in Ruinen aus der Römerzeit, welche unmittelbar am Fusse des Vulkans liegen.

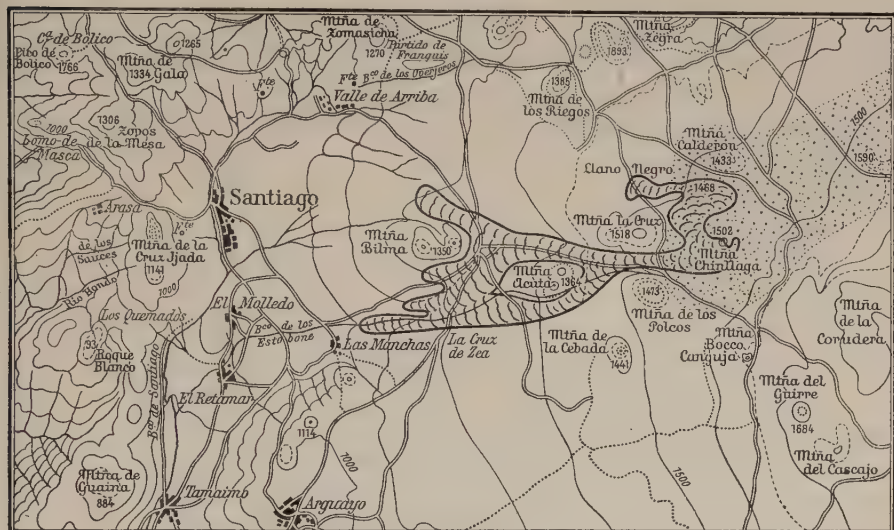
Vulkan Chinyero, Tenerife (7).

Chinyero,
Tenerife.

Der einzige, verbürgte Fall, dass der Mensch unmittelbarer Augenzeuge des ersten Augenblicks eines neuentstehenden Feuerberges ist, ereignete sich im Jahre 1909 auf Tenerife. Hier tat sich am 18. November im Talus de Bilma, vgl. Karte Fig. 188, ein Seitenkrater der Chahorra auf. Nach einem Bericht des Fernandez-Navarro befand sich ein Bauer aus Los Llanos, José Hernández Lorenzo, mit seinem Sohn etwa 100 m von der Ausbruchsstelle entfernt, als die Erde unter ihren Füßen zu zittern begann. Sie hörten zweimal ein Sausen, wie wenn eine grosse Schar Tauben aufflattert, dann barst die Erde unter grossem Getöse, Büsche flogen in die Luft, sich überschlagend und erreichten die Höhe von drei grossen Kiefern (70—80 m). Vermengt mit Rauch wurden schwarze und rote Erde, Sand und Steine ausgeworfen. Der Sand war so heiss, dass man ihn auf der Hand nicht aushalten konnte. Feuer wurde nicht gesehen. Dann ergriffen die beiden die Flucht.

Der Ausbruch dauerte bis zum 28. November. Die Explosionen trugen strombolianischen Charakter. Auch Lava floss aus; sie war sogar sehr reichlich im Vergleich zu den geförderten Lockerprodukten.

Fig. 188.



Karte des Vulkans Chinyero, Tenerife. Nach Navarro.

Die Vorzeichen eines nahenden Ausbruches.

In dem Zustand der Ruhe ist ein noch tätiger Vulkan von dem erloschenen häufig schwer zu unterscheiden. Eine ganz besondere Zurückhaltung ist daher im Urteil erforderlich, ob ein Vulkan seine Tätigkeit für alle Zeiten eingestellt hat oder ob nur eine längere Unterbrechung in seiner Tätigkeit vorliegt. Wenn auch der Vulkanausbruch gewöhnlich sehr plötzlich eintritt und gerade durch die überraschende Schnelligkeit die grosse Zahl der Opfer fordert, so pflegen sich doch derartige paroxysmale Ereignisse durch Vorboten anzukündigen. Die warnenden Signale sind sehr verschiedener Art. Sie sind jedoch nicht immer so zuverlässig, dass es möglich wäre, den Zeitpunkt eines Ausbruches innerhalb bestimmter Grenzen vorauszusagen.

Vorzeichen eines nahenden Ausbruches.

1. Die vulkanischen Beben (8—10).

Erdbebenartige Erschütterungen des Bodens in der Nachbarschaft eines Vulkanes pflegen bereits dem drohenden Ausbruch längere Zeit vorauszugehen. Sie gehören daher zu den wichtigsten warnenden Signalen aus der Tiefe. Die Erschütterungen steigern sich, bis der Ausbruch be-

Vulkanische Beben.

ginnt. Sie dauern auch noch während desselben an und pflegen erst nachzulassen, wenn der Lavaausfluss seinen Höhepunkt erreicht hat. Wie die mittels empfindlicher Seismometer in den Observatorien auf Feuerbergen wie Vesuv u. a. in den Zeiten der Ruhe angestellten Beobachtungen zeigen, finden tausende von Erschütterungen statt, die sich aber nicht weit fortpflanzen und gewöhnlich nur einen geringen Intensitätsgrad besitzen, so dass nur die stärkeren Stösse von einem auf dem Berge befindlichen Besucher wahrgenommen werden.

Das vulkanische Beben ist eine lokale Erscheinung von sehr geringer Herdtiefe, die selbst bei grosser Heftigkeit nur ein kleines Oberflächengebiet in Erschütterung zu setzen vermag. Nach Sieberg (9) wurde z. B. die Katastrophe des Peléausbruches auf Martinique von keinem auch noch so empfindlichen Seismometer der Erdbebenwarten Europas verzeichnet. Dieser ausschliesslich örtliche Charakter des vulkanischen Bebens ist das wichtigste Unterscheidungsmittel gegenüber den tektonischen Beben. Die Erklärung der Erscheinung ist in den Stössen zu suchen, welche die gespannten Gase nach ihrer Trennung vom Magma gegen die Erdoberfläche ausüben; sie verursachen ein Auf- und Niederwogen der Lavasäule innerhalb des Schlotes.

Die Grenze zwischen reinen tektonischen Dislokationsbeben und vulkanischen Erdbeben ist im übrigen nicht immer zu ziehen, zumal für Bebengebiete, die gleichzeitig der Schauplatz eines regen Vulkanismus sind, wie Mittel- und Unteritalien, Japan und Zentralamerika. Hier wird man eine Zwischenform vulkanisch-tektonischer Beben oder Spannungsbeben einschalten müssen, da ein kausaler Zusammenhang zwischen vulkanischen Vorgängen in der Tiefe und den Auslösungen von tektonischen Spannungen sicherlich besteht.

Hierher gehören auch die „kryptovulkanischen“ Beben, welche Hoernes (8) mit Intrusionsvorgängen in der Tiefe in Zusammenhang bringt.

Sogenannte versuchte Eruptionen.

Versuchte
Eruptionen.

Nicht immer tritt der durch Beben angekündigte Ausbruch wirklich ein. In diesem Fall wird man von einem „misslungenen“ Versuch eines Vulkanausbruches sprechen dürfen. Die entwickelte Energie des Herdes reichte nicht aus, um die Widerstände, die sich dem Ausbruch entgegenstellen, zu überwinden. Es ist natürlich ausserordentlich schwierig, derartig versuchte Eruptionen als solche sicher zu erkennen und von Beben anders gearteter Entstehung zu unterscheiden. So wird z. B. der vulkanische Charakter des Erdbebens auf der Insel Ischia (11) vom 4. März 1881 und 28. Juli 1883 von den meisten Autoren, die sich damit beschäftigten, anerkannt, während nur einige, wie Palmieri und v. Las-

saulex. an Einsturzbeben dachten. Sieht man von den sagenhaften Nachrichten aus dem Altertum ab, so hat die Insel, vgl. Karte Fig. 189, im Jahre 1302 auf dem Nordostabhange des Epomeo, fast in ihrem Zentrum, einen einzigen Ausbruch gehabt, der den berühmten Arsostrom lieferte. Ischia wurde nach dieser Zeit häufig von Erdbeben heimgesucht, deren stärkste jene Beben von 1881 und 1883 sind. Dieselben tragen deutlich Merkmale, die oben für vulkanische Beben als charakteristisch aufgestellt wurden. Das Gebiet stärkster Verheerung ist ausserordentlich klein; es umfasste 1881 eine Ellipse von 1900:550 m Durchmesser. Auf dem

Erdbeben auf
Ischia 1881 und
1883.



Karte der Insel Ischia. Nach Hoernes.

nahen Festlande wurde die Erschütterung kaum wahrgenommen, nicht einmal von den empfindlichen Seismometern der Vesuvwarte, trotz der ausserordentlichen Intensität in dem Epizentrum des Bebens, das in dem Ort Casamicciola kaum ein Haus unversehrt liess. Für die vulkanische Natur aber spricht ausserdem der Umstand, dass die schwachen Fumarolen des Mte. Cito geraume Zeit vorher in lebhaftere Tätigkeit eintraten. Eine Erhöhung der Bodentemperatur ging damit Hand in Hand. Mercalli kommt in seiner Monographie über das Beben zu dem Resultat, dass das Zentrum des Erdbebens in einer radialen Spalte des Epomeo zu suchen sei, in welche eine Lavainjektion erfolgte. Die Tiefe des Herdes

berechnete er nach der freilich nicht ganz zuverlässigen Malletschen Methode aus dem Emergenzwinkel, im Mittel zu 1200 m.

Seit dem Jahre 1762 haben alle Erdbeben Ischias dasselbe in geringer Tiefe bei Casa Menella liegende Zentrum vor dieser Zeit weiss die Geschichte von keinem Beben zu berichten. Es scheint sich demnach auf der Flanke des Epomeo ein Ausbruch vorzubereiten, längs einer Spalte, die vom Mte. Cito zur Rita verläuft.

2. Sogenannte unterirdische Geräusche, *rumbo* (italienisch), *bramidos, ruidos subterrneos* (spanisch) (12—13).

Unterirdische
Geräusche.

Wie alle Erderschütterungen, pflegen auch die vulkanischen Beben von Geräuschen begleitet zu werden, die aus dem Innern der Erde herzukommen scheinen. Sie werden in sehr verschiedener Weise bezeichnet. Man vergleicht sie mit einem Brausen, Heulen, Dröhnen, Rollen, Donnern, Krachen, Klirren, Brüllen usw. Die Intensität der Schallercheinung steht in keiner Beziehung zur Stärke der Erschütterung, wie die von Humboldt geschilderten *Bramidos* in Guanaxuato, Mexiko, vom 9. Januar bis Mitte Februar 1784 lehren, die von merklichen Erschütterungen überhaupt nicht begleitet waren.

Der physikalische Vorgang dieser Erscheinungen bedarf noch sehr der Aufklärung. Leichter verständlich sind die Detonationen, die als Begleiterscheinungen explosiver Ausbrüche auftreten. Sie werden gewöhnlich mit dem Donner, mit Geschützsalven oder mit dumpfen Schlägen verglichen und sind eine Schallerzeugung infolge der plötzlichen Ausdehnung stark gespannter Gase. Sie entstehen an der Mündung des Vulkanschlotes oder wenigstens am oberen Ende der Lavasäule, wie der Knall einer abgeschossenen Flinte an der Mündung des Laufes erzeugt wird.

Über den Entstehungsort der eigentlichen *Bramidos* gehen die Ansichten sehr auseinander. Für diese Schallphänomene, die in Ecuador eine häufige Erscheinung sind, nehmen Sodiro, Wolf, Kolberg und Stübel einen Sitz der Explosionen in der unbekannten Tiefe des glutflüssigen Magmas an und entsprechend eine Fortpflanzung der Schallwellen durch das feste Gestein, weil die Detonationen des Cotopaxi-ausbruches vom Jahre 1877 wohl in dem 200 km vom Vulkan entfernten Gyayaquil gehört wurden, nicht aber in dem Ort Latacunga, der nur 34 km abliegt.

La Condamine und Alexander v. Humboldt denken dagegen an eine Fortpflanzung der Schallwellen durch die Luft. Auch Reiss (13), der sich eingehend mit diesem Problem befasst hat, kommt zum Ergebnis, dass, ohne die Möglichkeit unterirdischer Fortpflanzung ganz in Abrede stellen zu wollen, die Mehrzahl der in Ecuador vernommenen

Bramidos Getöse sind, deren Schallwellen durch die Luft und nicht unterirdisch sich verbreiten. Die Schallerzeugung wird hervorgerufen durch die vom Beben verursachte Bewegung der Gegenstände auf der Oberfläche. Die unzähligen kleinen Geräusche summieren zu einem donnerähnlichen Rollen und Brausen. Dabei ist es sehr wohl möglich, dass in der Schallverbreitung Ungleichmässigkeiten, wie die obenerwähnten, eintreten, da die interandine Mulde zwischen Ost- und Westcordillere, die den Ort Guayaquil vom Cotopaxi trennt, zu beiden Seiten von 1500 bis 2000 m hohen Bergen begrenzt ist. Es ist eine bekannte Erscheinung, dass man über tiefe Täler hinweg von einer Talkante zur anderen leicht Schallsignale geben kann, die im Grunde des Tales nicht gehört werden. Oder sollte dieses Phänomen vielleicht mit Reflexionen der Schallwellen an Unstetigkeitsflächen in den höheren Luftregionen zusammenhängen? (Vgl. S. 645.)

3. Bradyseismische Bodenbewegungen (8—10).

Als Bradyseismen (*βραδύς*, langsam) bezeichnet man langsame Bodenverschiebungen, die zu dauernden Änderungen des Oberflächenreliefs führen. Derartige Bewegungen sind als Begleiterscheinungen vulkanischer Ausbrüche häufiger zu beobachten. Sie sind besonders augenfällig, wenn Strandverschiebungen damit verbunden sind. Das bekannteste Beispiel ist die Niveauverschiebung des sogenannten Serapistempels bei Pozzuoli, welche mit dem Ausbruch des Mte. Nuovo in Zusammenhang gebracht wird. Dieselbe ist mit anderen Beispielen zusammen bereits S. 266 beschrieben worden. Auch die bradyseismischen Bewegungen zählen zum Teil zu den Ereignissen, die einen drohenden Ausbruch ankündigen.

Bradyseismen.

Sehr viel zuverlässiger aber sagen die Änderungen der Bodenverhältnisse im Krater des Vulkans den bevorstehenden Ausbruch an. Fast immer pflegt der Boden des Kraters anzusteigen. Ein anschauliches Bild dieser Verhältnisse ist für den Kilaueakrater S. 460 entworfen worden.

Alle die bisher betrachteten Merkmale stehen mit Bewegungen des Bodens im Vulkan oder in seiner unmittelbaren Nachbarschaft und mit den damit verknüpften Erscheinungen in Verbindung. Eine andere Kategorie von warnenden Erscheinungen ist die Änderung der Temperatur des Bodens.

4. Änderungen der Bodentemperatur und ihre Folgeerscheinungen.

Den jeweiligen Zustand eines Vulkanes kann man, wie Brun will, durch Temperaturmessungen im Boden bestimmen.

Änderung der Bodentemperatur und ihre Folgeerscheinungen.

Jeder noch nicht erloschene Berg besitzt an einer Stelle, sei es in einer Fumarole innerhalb des Kraters oder auf der Flanke einen Punkt,

Auf- und Ab-
steigen der
Isothermen.

in dem die Temperatur am höchsten über die der Umgebung ansteigt. Die maximale Temperatur des Vulkans ist eine für seinen Zustand charakteristische Grösse. Diese thermische Eigentümlichkeit wurde bereits in der Einleitung zur Definition des tätigen Vulkans benutzt. Verbinden wir die Punkte gleicher Temperatur im Untergrunde eines Vulkans durch Flächen (Isothermen), so werden dieselben da, wo die aktiven Vulkan-essen sich befinden, starke Auftreibungen zeigen. Dieselben sind um so stärker, je intensiver die Vulkanesse tätig ist. Ist der Vulkan und sein Herd völlig erloschen, so verschwinden sie ganz. Das thermische Verhalten des Bodens würde demnach ein zuverlässiges Merkmal liefern, ob ein Vulkan erloschen ist oder nicht.

Die Isothermen des tätigen Vulkans besitzen keine konstante Lage. Sie steigen und fallen in rhythmischen Perioden.

Sein Ausbruch tritt nach Brun (14) ein, sobald der Explosionspunkt der Laven des Vulkans erreicht ist. Durch weiteres Steigen wird, wie noch gezeigt werden soll, der Charakter des Ausbruchs bestimmt. Nach der Beendigung der Eruption sinken die Isothermen; die charakteristische Temperatur des Vulkans erreicht ihren kleinsten Wert. Das Ansteigen der Bodentemperatur vor dem Ausbruch ist das zuverlässigste Warnungssignal. Königsberger (15) u. a. haben daher vorgeschlagen, besonders verheerende Vulkane in Kulturgegenden durch Temperaturbestimmungen in Brunnenschächten oder Bohrlöchern dauernd thermisch zu überwachen. Das Ansteigen der Temperatur im Vulkanschlot und in seiner Nachbarschaft hat eine ganze Reihe von Erscheinungen im Gefolge.

Folge-
erscheinungen.

Man beobachtet, dass Zisternen oder Brunnenanlagen austrocknen; Quellen versiegen oder heisse Quellen lassen ein Ansteigen ihrer Temperatur erkennen. In Geysirregionen setzt eine lebhaftere Tätigkeit ein (z. B. vor dem Taraweraausbruch). Schneebedeckte Vulkangipfel verlieren ihre Schneekappe. Sehr häufig verschwinden Kraterseen vor dem Ausbruch. Mit dem Ansteigen der Temperatur pflegt gleichzeitig eine Zunahme der gasförmigen Exhalationen des Vulkans verknüpft zu sein. Kohlensäure sammelt sich in Kellern und Brunnenschächten an. Die Fumarolentätigkeit wird eine lebhaftere. Neue Fumarolen stellen sich ein. Gleichzeitig mit der Temperaturzunahme kann sich auch die chemische Beschaffenheit der Fumarolen verändern.

Zwischen den gasförmigen Exhalationen des Vulkans und der Temperatur bestehen gesetzmässige Beziehungen, die im nächsten Kapitel ausführlich behandelt werden.

Die Wissenschaft kennt also die warnenden Merkmale wohl, die einen drohenden Ausbruch ankündigen. Trotzdem ist es nicht möglich, den Eintritt der Ereignisse genau im voraus zu bestimmen. Das lehrt

besonders der grosse Vesuvausbruch des Jahres 1872. Liess sich doch ein so gründlicher Kenner des Berges, wie es Palmieri war, täuschen. Er verliess am Vorabend des Ereignisses das Observatorium, da nach seiner Ansicht in der folgenden Nacht keinerlei Gefahr zu befürchten war, als der Kegel wenige Stunden später aufriss und mächtige Lavamassen ausströmen liess.

Der Vulkan im Zustand der Tätigkeit.

Die Erscheinungen, die ein Vulkan im Zustand der Tätigkeit darbietet, sind sehr mannigfaltige. Überblickt man die Geschichte der Ausbrüche eines bestimmten Vulkans, so sieht man sofort, dass kaum zwei Ausbrüche sich vollständig gleichen. Diese Mannigfaltigkeit wird einmal bedingt durch die Verschiedenheit der Lage der Austrittspunkte des Magmas; erfolgt doch die Eruption bald aus dem Gipfelkrater oder auf den Flanken des Kegels, oder gar aus parasitären Öffnungen am Fusse des Berges. Sehr verschieden sind ferner die von dem Ausbruch geförderten vulkanischen Produkte. Entweder herrscht der Lavaausfluss vor; dann pflegen die Erscheinungen gewöhnlich wenig stürmisch zu verlaufen. Der Ausbruch gehört ganz der effusiven Phase des Vulkans an. Oder aber Explosionserscheinungen treten in den Vordergrund; dann nehmen unter den geförderten Materialien die vulkanischen Lockerprodukte die erste Stelle ein. Dieselben werden als aufsteigende Eruptionswolken ausgeschleudert oder sie wälzen sich in Form absteigender Eruptionswolken talwärts. Aber auch der Zustand des Materials kann ein sehr verschiedener sein. Entweder gelangt dasselbe im feurig-flüssigen oder halbfesten Zustand zum Auswurf, oder es ist fest. In diesem Falle kann dasselbe altes, von früheren Eruptionen herrührendes Material sein, das durch den Explosionsvorgang zerrieben wurde, oder dasselbe ist neu, d. h. es kommt zum erstenmal zur Eruption. Alle diese Unterschiede sind durch die Verschiedenheit der Förderungsart und die physikalische Beschaffenheit des geförderten Materials, die im Kapitel XI eine ausführliche Behandlung erfahren haben, bedingt. Weitere Unterschiede ergeben sich aus der Intensität der Ausbrucherscheinungen, der Quantität der geförderten Produkte, der Zeitdauer der Erscheinungen und einer Reihe von aussen herzutretender Faktoren, wie herrschende Winde, atmosphärische Niederschläge, Abschmelzen der Firnkappe usw.

Um in die Mannigfaltigkeit der vulkanischen Ausbrucherscheinungen Ordnung zu bringen und häufiger wiederkehrende Erscheinungsformen zu Gruppen oder Typen zusammenzufassen, kann man von verschiedenen Gesichtspunkten ausgehen. Handelt es sich darum, die Geschichte eines Vulkans oder längere Zeitabschnitte seiner Tätigkeit vergleichend zu betrachten, so kann die von Scrope gegebene Einteilung gute Dienste tun.

Der Vulkan im
Zustand der
Tätigkeit.

Systematik der
Ausbruchs-
erscheinungen.

Scropesche Klassifikation (17).

Scrope unterscheidet drei Phasen der Tätigkeit.

Scropes
Klassifikation.

1. Phase der permanenten Eruption.

Phase der
permanenten
Eruption.

Der Vulkan befindet sich dauernd im Zustand der Tätigkeit oder dieser Zustand hält sehr lange an. Es gibt nur wenige Beispiele derartiger Vulkane. Der bekannteste dieser Art ist der Stromboli, der seit Homer in mehr oder weniger lebhafter Tätigkeit sich befindet. Zu Scropes Zeit befanden sich ferner der Masaya und Anaititlon in Nicaragua, der Izalco seit 1728, ferner der Sangay und Ilha de Fuego, Cap Verden, seit 1770, und endlich der Kilauea in diesem Zustand.

2. Phase der gemässigten Tätigkeit.

Phase der
gemässigten
Tätigkeit.

Die Ausbrüche erfolgen zeitweise. Die Ruhepausen variieren nach Monaten und Jahrhunderten. Je häufiger sie sich einstellen, desto ruhigeren Charakter tragen sie. Ist die Ruhepause sehr lang gewesen, dann pflegt die darauffolgende Eruption besonders heftig zu sein. Solchen heftigen Eruptionen geht nicht selten eine Phase der gemässigten Tätigkeit voraus. Der Vesuv befindet sich seit 1631 in dieser Phase, ebenso der Ätna.

3. Phase der längeren Zwischenzeiten und Paroxysmus-
explosionen.

Phase der
längeren
Zwischenzeiten
und Paroxysmus-
explosionen.

Als „Paroxysmen“ bezeichnet Scrope heftige und plötzliche Explosionen. Sie treten gewöhnlich nach längerer Ruhepause in Erscheinung und tragen einen verheerenden Charakter. Erdbeben gehen voraus, dann setzt gewöhnlich die paroxysmale Explosion überraschend schnell ein. Der ersten Explosion folgen in kurzen Abständen zahllose weitere aus dem zentralen Krater. Die auf diese Weise erzeugte Eruptionswolke ist eine Säule, die scheinbar auf den Kraterrändern steht; sie breitet sich in bestimmter Höhe schirmartig aus, so dass ihre Gestalt an eine Pinie erinnert (Pinienwolke). Sie besteht aus einer Masse zahlloser kugeligter Wolken, die den einzelnen Explosionsstössen entsprechen.

Eine klassische Schilderung dieses Typus bei dem ersten historischen Vesuvausbruch des Jahres 79 n. Chr. verdanken wir Plinius, so dass man derartige Paroxysmen auch wohl plinianische Eruptionen nennt.

Mercallis Klassifikation.

Mercallis
Klassifikation.

Mercalli (16) trennt die vulkanischen Ausbrucherscheinungen in die des Lavaausflusses und die der Explosionsvorgänge. Die ersteren werden in Typen gegliedert, je nach der Lage der Austrittsöffnungen.

Als Einteilungsprinzip der Explosionsvorgänge wird die physikalische Beschaffenheit und die Herkunft der zutage geförderten vulkanischen Produkte zugrunde gelegt. In sehr ähnlicher Weise hat Lacroix dieselben Erscheinungen eingeteilt.

Die effusiven Ausbrucherscheinungen.

Dass die Zentraleruption nicht hauptsächlich in der Förderung von Laven besteht, ist schon mehrfach betont worden. Es tritt daher der Lavaausfluss gewöhnlich kombiniert mit explosiven Erscheinungen auf. Es lassen sich folgende Fälle des Lavaaustrittes unterscheiden:

Die effusiven
Ausbruchs-
erscheinungen.

1. Gipfeleruptionen.

Die Lavaförderung erfolgt durch die Haupteasse des Vulkans. Man kann sie daher als Gipfeleruption bezeichnen. Drei weitere Untergruppen sind zu unterscheiden.

Gipfel-
eruptionen.

a. Interkraterer Lavaausfluss. Ist der Krater sehr gross, z. B. von calderahaften Dimensionen, so tritt die Lava in ihm zutage, überflutet nur den Boden, ohne über die Kraterränder hinauszufliessen. Dieser Typus kommt bei leichtflüssigen Magmen ebensogut wie bei extrem zähflüssigen vor. Als Beispiele für den ersteren seien die Ausbrüche des Kilauea (Kilaueatypus), oder als anderes Extrem die Staukuppen wie Tarumai, Panum Krater, Monolake, genannt. Auch der Ausbruch des Mt. Pelé gehört zu dieser Kategorie.

Interkraterer
Lavaausfluss.

b. Terminaler Lavaausfluss. Fliesst die Lava über den Kraterrand und eilt in Stromform den äusseren Hang des Kegels hinab, so wird dieser Typus als terminaler Lavaausfluss zu bezeichnen sein. Er entwickelt sich aus dem vorigen. Im allgemeinen kann man als Regel aufstellen, dass die Häufigkeit terminaler Lavaergüsse im umgekehrten Verhältnis zur Höhe des Vulkanes steht. Diese Regel besitzt allerdings häufigere Ausnahmen. Die auffälligste ist der Cotopaxi, 5943 m. Hier tritt die Lava über die Ränder des zentralen Kraters trotz der gewaltigen Höhe des Berges. Andere Beispiele sind der Mayon (Philippinen), 2522 m, und der Piton de la Fournaise auf Réunion, 2528 m.

Terminaler
Lavaausfluss.

c. Subterminaler Lavaausfluss. Tritt dagegen die Lava auf dem äusseren Hang nur wenige Meter unterhalb des Kraterrandes aus, so spricht man von einem subterminalen Lavaausfluss. Subterminale Lavaströme sind am Mauna Loa eine häufige Erscheinung. Auch am Vesuv sind sie öfters beobachtet worden. Die subterminalen Lavaergüsse führen zu der zweiten Hauptkategorie, den Flankenergüssen.

Subterminaler
Lavaausfluss.

2. Flankeneruptionen.

Flanken-
eruptionen.

Die Lava tritt auf der Flanke an einer Stelle zutage, die nicht unmittelbar unter dem Gipfel liegt. Das Wesentliche bei dieser Eruption ist, dass sie noch von dem Hauptschlot aus erfolgt. Die Lavasäule steigt zunächst in demselben hoch, fast bis zum Krater, erst dann öffnet sich auf der Flanke des Berges eine Bocca, welche die Lava nach aussen gelangen lässt. Die Flankeneruptionen sind am Vesuv eine sehr gewöhnliche Erscheinung, so dass sie Mercalli den „Vesuvtypus“ nennt.

Was den Verlauf einer Flankeneruption betrifft, so unterscheidet er zwei Typen, für welche die Ausbrüche von 1895 und 1872 muster-gültig sind.

Vesuvtypus
1895.

Vesuvtypus von 1895. Die Lava fliesst in ruhiger Weise aus. Der Ausfluss hält längere Zeit an, während der zentrale Krater sich in strombolianischer, gemischter oder vulcanianischer Tätigkeit befindet.

Der Ausbruch nimmt folgenden Verlauf: Die Lavasäule steigt zunächst im Zentralschlot in die Höhe. Eine strombolianische Tätigkeit setzt ein und hält mehr oder weniger lange an; dabei füllt sich der Krater und der Kegel gewinnt an Höhe. In dem nächsten Stadium fliesst die Lava innerhalb des Kraters aus oder tritt über dessen Ränder hinaus. Neue Fumarolen am Kegel erscheinen, der radiale Riss bereitet sich vor. Unter Bodenerschütterungen treten Abrutschungen und Bewegungen der Aschenmassen des grossen Kegels ein, die strombolianische Tätigkeit hört plötzlich oder sehr schnell auf. Nun öffnet sich auf der Ostseite des grossen Kegels in einem hohen Niveau eine Ausflussbocca, die aber nur einige Tage in Tätigkeit bleibt. Der Hauptausfluss erfolgt darauf tiefer am Hang und lässt lange Zeit, mitunter einige Jahre, Lava ausströmen. Mit dem Beginn des seitlichen Lavaabflusses sinkt der Boden des zentralen Kraters. Seine Explosionen nehmen den gemischten oder vulcanianischen Typus an. Dieser Zustand dauert in abgeschwächter Form an, so lange die seitliche Hauptausflussöffnung in Tätigkeit bleibt. Gegen Ende des Ausflusses sind die Explosionen abgeschwächt. Mit dem Schliessen der tieferen Hauptspalte treten die höher gelegenen Boccen wieder in Tätigkeit, bis völlige Ruhe eintritt.

Vesuvtypus
1872.

Vesuv-Typus 1872. Im Gegensatz zu dem normalen Typus, für den der Ausbruch von 1895 als Muster gelten kann, zeichnet sich der Vesuvausbruch des Jahres 1872 durch besondere Heftigkeit und stürmischen, dafür kürzeren, Verlauf aus. Die austretende Lava ist sehr viel dünnflüssiger und heisser. Paroxysmusartige Explosionen aus dem zentralen Krater gehen der Öffnung der seitlichen Bocca voraus oder begleiten sie. Die Austrittsöffnungen sind gradlinige, breite Spalten, welche die neue Lava schnell und in grossen Quantitäten ausfliessen lassen.

Da die Druckentlastung durch die intensiven Explosionen eine bedeutende ist, stammt die Lava aus den tieferen Partien des Schlotcs. Die Zerstörung des Kegels und das Einsinken des Kraterbodens nimmt grössere Dimensionen an. Nach derartigen Ausbrüchen dauert die Ruhepause längere Zeit, da sich die ganze Energie erschöpft hat. Der letzte Ausbruch dieses Vulkanes vom Jahre 1906 gehört diesem Typus an.

Für die Flankeneruptionen des Vesuvs kommt Mercalli zu dem Ergebnis, dass die dynamischen Erscheinungen innerhalb des zentralen Kraters, was ihre Intensität betrifft, im umgekehrten Verhältnis zur Zeitdauer des Lavaausflusses stehen.

3. Exzentrische Eruptionen.

Die exzentrischen Eruptionen unterscheiden sich von den Flankenausbrüchen im wesentlichen dadurch, dass das Magma nicht den zentralen Hauptschlot benutzt, sondern sich einen neuen, selbständigen Ausweg bahnt. Die Abzweigung von der Hauptesse erfolgt bereits in einem tiefen Niveau, der Durchbruch des Magmas gewöhnlich in den unteren Partien des Gehänges. Die exzentrischen Eruptionen können vollständig unabhängig von der Tätigkeit der Hauptesse sein, während in dem vorigen Fall stets ein inniger Zusammenhang bestand. Sie besitzen daher auch ihre eigene vulkanische Phase. Die Neigung zu exzentrischen Ausbrüchen ist ganz besonders bei dem Ätna ausgeprägt, so dass man die exzentrischen Eruptionen auch als „Ätnatypus“ bezeichnen kann. An den Gehängen dieses Vulkanes zählt man über 200 Adventivkegel, von denen sich viele 25 bis 100 m hoch erheben. Sie sind Zeugen der exzentrischen Tätigkeit des Berges. Die exzentrischen Eruptionen verlaufen sehr viel mannigfaltiger als die Flankenausbrüche. Hier können sich die verschiedensten Erscheinungen in kleinerem Maßstab wiederholen, die man an grossen Bergen beobachten kann. Besonders sind es Spalteneruptionen, die am Ätna für fast alle grossen Ausbrüche charakteristisch sind. Einige Beispiele mögen das Wesen der exzentrischen Eruption erläutern.

Exzentrische
Eruptionen.

Ätnaausbruch vom Jahre 1669. Der grösste Ausbruch dieses Vulkanes fand im Jahre 1669 statt. Die nachfolgende Schilderung entnehme ich Mercalli.

Ätnaausbruch
1669.

„Am 8. März beunruhigten starke und langandauernde Beben die Umgebung von Nicolasi. Am Morgen des 11. öffnete sich am Abhang des Vulkanes eine Spalte, die schliesslich 18 km Länge erreichte und kaum 4—6 Fuss klaffte. Der Verlauf in nordsüdlicher Richtung wich nur wenig von der geraden Linie ab. Ihre Verlängerung nach dem Gipfel trifft den zentralen Krater; trotzdem ist dieselbe keine Radialspalte des Vulkanes. Auf dem unteren Ende traten 20 in gerader Linie aneinander gereihete Krater in Tätigkeit. Die explosive Gewalt war so

gross, dass ein Adventivkegel, Monte Rossi, von 251 m Höhe und 3 km Umfang an der Basis aufgeworfen wurde. Ein gewaltiger Lavastrom trat zutage. Er teilte sich in drei Arme. Der westliche floss gegen Misterbianco, der östliche gegen San Giovanni di Palermo, der mittlere gegen Catania. Letzterer erreichte am 23. April das Meer und bildete dort ein Vorgebirge von zwei Meilen Front. Die Lavabewegung hielt etwa vier Monate an; es wurden im ganzen 0,76 cbkm Lava gefördert. Bemerkenswert ist das Verhalten des zentralen Kraters. Er blieb in der ersten Zeit vollkommen ruhig; erst am 25. März brach eine gewaltige Eruptionswolke hervor und blies einen Teil des Gipfelkegels in die Luft.“

Exzentrische
Eruptionen am
Vesuv u. anderen
Vulkanen.

Auch am Vesuv sind exzentrische Eruptionen nicht unbekannt. Die Ausbrüche von 1760 und 1861 zählen hierzu. Hierher gehört ferner die Bildung der Staukuppe Colle Umberto I. im Jahre 1895, ein anderer Typus, der am Ätna bisher unbekannt ist. Exzentrische Eruptionen verlaufen auch in völlig ruhiger Weise. Nach dieser Richtung hin sind besonders die exzentrischen Ausbrüche des Mauna Loa auf Hawai ausgezeichnet.

Der Kilauea ist ja schliesslich nichts anderes als ein zum Mauna Loa gehöriger, ständig tätiger, exzentrischer Ausbruchspunkt. Diesen letzten Typus nennt Mercalli daher den „hawaiischen“.

Die explosiven Ausbrucherscheinungen.

Die explosiven
Ausbruchs-
erscheinungen.

Die Erscheinungen, die mit der Entbindung vulkanischer Gase während der Eruption verbunden sind, sind nicht weniger mannigfaltig. Nach der Beschaffenheit der dabei mitgerissenen magmatischen Produkte lassen sich folgende Gruppen abtrennen:

A. Die Produkte der vulkanischen Explosion sind schmelzflüssig. Sie entstammen dem zum Ausbruch gelangenden Magmabassin, sind also Teile neuer Lava.

1. Hawaiianische Tätigkeit.

Hawaianische
Tätigkeit.

Die grossen Hawaiivulkane Mauna Loa und Kilauea zeigen diesen Ausbruchstypus in charakteristischer Form. Er steht auf der Grenze zwischen der effusiven und explosiven Tätigkeit.

Das Magma ist extrem dünnflüssig und heiss. Explosionsartige Vorgänge sind dabei auf ein Minimum reduziert. Sie beschränken sich nur auf ein fontänenartiges Aufspritzen der dünnflüssigen Lava. Die feurigflüssige Lava erfüllt den Schlot und mündet in einen Lavasee. Sie steigt in dem Schlot auf und nieder. Der Vulkanherd kommuniziert auf diese Weise unmittelbar mit der Atmosphäre. Die Tätigkeits-

erscheinungen beschränken sich also im wesentlichen auf ein Aufwallen der Lavaflüssigkeit infolge der Gasentbindung. Die hawaianische Tätigkeit kommt als charakteristische Ausbrucherscheinung bei den Schildvulkanen vor. Sie wurde bereits gelegentlich der Beschreibung dieses Vulkantypus ausführlicher geschildert, so dass ein nochmaliges Eingehen sich erübrigt (vgl. Fig. 111).

Diese Ausbruchsform kommt nur bei den allerdünnflüssigsten Laven vor. Sie ist bisher nur bei basaltischen Magmen beobachtet worden. Im Zustand der hawaianischen Tätigkeit ist die vulkanische Temperatur am höchsten gestiegen. Sie bewegt sich zwischen 1200 und 1300°. Hält dieser Eruptionszustand längere Zeit hindurch an, so besteht, wie bereits gezeigt wurde, ein thermisches Gleichgewicht. Der Wärmeverlust des Vulkans durch Ausstrahlung und Fortleitung wird durch die Wärmezufuhr aus dem Herd gedeckt.

2. Die strombolianische Tätigkeit.

Die strombolianische Tätigkeit steht der hawaianischen sehr nahe. Sie hat ihren Namen von dem Vulkan Stromboli im Liparenarchipel erhalten. Er ist ein Vulkan, der seit Homers Zeiten sich in ununterbrochener Tätigkeit befindet. Dieselbe nimmt einen sehr regelmässigen, rhythmischen Verlauf. In Pausen von 10—12 Minuten steigt die dünnflüssige, brodelnde Lava bis nahe an den Kraterrand. Es erfolgt eine kurze, schussähnliche Explosion, Rauch steigt auf und flüssige Lava in fein verteiltem Zustand, halb feste Bomben und Schlacken werden in die Höhe geschleudert. Letztere werden beim Auffallen auf den Boden breitgedrückt. Es kommt nicht zum Auswurf grösserer Aschenmassen.

Auch die strombolianische Tätigkeit mit ihrem regelmässigen Rhythmus entspricht nahezu einem thermischen Gleichgewicht. Die Wärmezufuhr ist dem Wärmeverlust fast gleich. Von der hawaianischen Tätigkeit unterscheidet sie sich durch etwas niedrigere Temperaturen. Die Wärmekonvektion reicht nicht ganz aus, um einen kontinuierlichen Gasstrom in Gang zu halten. Grössere Gasblasen entweichen in kurzen Zeitabständen und, da die Leichtflüssigkeit nicht ganz denselben Grad wie auf den Hawaiinseln besitzt, unter Explosionen. Die ganze Erscheinung ist mit dem Geysirphänomen vergleichbar, bei dem die wachsende Dampfspannung erst nach bestimmter Zeit den Druck der darüber lastenden Wassersäule zu überwinden vermag. Die vulkanische Temperatur des Stromboli in diesem Zustand kann etwa zwischen 1150—1200° und vielleicht noch etwas höher angegeben werden, vgl. S. 39.

Zwischen der Tätigkeit des Vulkanes und Wind und Wetter soll eine enge Beziehung bestehen, die bereits den seekundigen Völkern des

Strombolianische Tätigkeit

Beziehung zwischen strombolianischer Tätigkeit und Luftdruck.

Fig. 190.



Strombolianische Explosion des Vulkan Chinyero, Tenerife am 25. Nov. 1909. Nach Navarro.

Altertums bekannt war, galt der Stromboli doch als Sitz des Aeolos, des Königs der Winde ¹⁾). Bei hohem Barometerstand, also bei gutem Wetter,

¹⁾ „Κεῖνον γὰρ ταμίην ἀνέμων ποίησε Κρονίων,
ἡμὲν πανέμεναι, ἡδ' ὀρνύμεν ὃν κ' ἐθέλησεν.“

Homer, Odyssee X. 21. 22.

„Denn ihn hatte Kronion zum Herrscher der Winde geordnet,
Sie durch seinen Befehl zu empören oder zu schweigen.“

Fig. 191.



Strombolianische Tätigkeit des Smeroe, Java. Schief gerichtete Explosionswolke. Nach einem Diapositiv der Penck-Serie. Verlag Dr. F. Stoedtner, Berlin.

haben die aufsteigenden Gasblasen einen grösseren Luftdruck zu überwinden. Die Pausen zwischen den einzelnen Explosionen sind etwas länger. Bei schlechtem Wetter, also bei niedrigem Barometerstand, erfolgen die Ausbrüche häufiger.

Dass Luftdruckänderungen einen merklichen Einfluss auf das vulkanische Phänomen haben können, wenn der Zustand des Vulkans der empfindliche eines Gleichgewichtes ist, ist nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, beträgt doch beim Steigen des Barometers um 1 mm die Druckzunahme 13 600 000 kg auf den Quadratkilometer. Ber-

geat (18) hat jedoch diese Beziehung zwischen Luftdruck und vulkanischer Tätigkeit nicht bestätigt gefunden. Der Ruf des Stromboli als Wetterprophet ist nach seiner Ansicht vielmehr durch seine Rauchbildung entstanden, die ein empfindliches Hygroskop und eine natürliche Wetterfahne abgibt.

Die strombolianische Tätigkeit ist an andern Vulkanen mehrfach beobachtet worden.

Tätigkeit des
Izalco.

Dem Stromboli ähnelt am meisten der Izalco in San Salvador. v. Seebach (3) hat seine Ausbruchsdaten gesammelt. Danach betrug die Periode der Explosionen 1840 5 Minuten (Stephens) dieselben waren nicht völlig regelmässig und von wechselnder Intensität. 1842 beobachtete v. Friedrichstal 20—25 heftige Explosionen in einer Stunde. 1844 stellte Dunlop eine regelmässige Periode von 16 Minuten 3 Sekunden fest. 1850 setzten nach Wagner und Scherzer mit mathematischer Genauigkeit alle 2 Minuten Ausbrüche ein. Vom 16. Juni 1865 an stellte der Berg seine Tätigkeit ganz ein. Zur Zeit des Besuches von Monserrat und Dollfuss etwa 10 Monate später war die Fumalorentätigkeit eine sehr lebhaft und der Vulkan nahm bald seine gewöhnliche strombolianische Tätigkeit wieder auf. Der seit 1728 tätige Sangay machte nach Alexander von Humboldt (19) im Jahre 1749 267 Eruptionen in einer Stunde, also im Mittel alle 13,4 Sekunden (eine Beobachtung von Wisse). Selbst der Vesuv tritt zeitweise in die strombolianische Tätigkeit ein. Die Ausbrüche Juni—August 1903 und Mai—Juni 1905 gehörten diesem Typus an und haben fast gar keine Asche geliefert. Unter den javanischen Vulkanen ist der Smeroe zu nennen, bei dem Brun (14) Explosionen in Zeitabständen von $\frac{1}{2}$, 11, 11, 5 und 8 Minuten feststellen konnte.

Tätigkeit des
Sangay.

B. Das durch die Explosion geförderte Material ist neues, vermischt mit altem. Der Zustand der Auswürflinge ist fest und flüssig.

3. Die gemischten Explosionen.

Gemischte
Explosionen.

Die regelmässige, rhythmische Tätigkeit des Stromboli wird von Zeit zu Zeit durch stärkere Explosionen und Paroxysmen unterbrochen.

Dieselben treten gewöhnlich unerwartet unter starken Detonationen ein und erschüttern die ganze Insel. Das bei dieser Gelegenheit ausgeschleuderte Material besteht aus glühenden und flüssigen Schlacken, vermischt mit Blöcken und Bruchstücken fester, alter Lava, ferner aus reichlichem vulkanischen Sand und Lavaasche (vgl. S. 386), die in einem grösseren Bezirk um den Vulkan herum niederfällt. Die Eruptionswolke nimmt bei ruhigem Wetter die charakteristische Piniengestalt an. Je reichlicher die Wolke mit Aschenteilchen beladen ist, um so stärkere

elektrische Entladungen verschiedener Form pflegen sie zu begleiten. Derartige Explosionen nennt Mercalli „gemischte Explosionen“. Fast alle grossen Explosionen des Vesuv gehören diesem Typus an. Sie sind gewöhnlich nur von kurzer Dauer und leiten reichlichen Lavaausfluss ein. Häufig geht die strombolianische Tätigkeit in die ge-

Fig. 192.



Ruckweise ausgestossene Eruptionswolke. Vesuv 1906. Gemischte Tätigkeit.

nischte über, wenn umfangreiche Abbrüche des inneren Kraterrandes eingetreten sind. Ein Beispiel ist der letzte grosse Vesuvausbruch vom 8. April 1906.

Will man die Temperatur der gemischten Explosion schätzen, so ist zu beachten, dass dieselbe für verschiedene Magmen verschieden hoch liegt. Allgemein ist die Temperatur etwas niedriger als bei der strom-

Fig. 183.



Aufsteigende Eruptionswolke des Vesuv am 26 April 1872 durch heftigen NW-Wind deformiert. Nach einer Photographie von Sommer, Neapel.

bolianischen Tätigkeit, da sich altes, nicht geschmolzenes Gesteinsmaterial den Auswürflingen beigesellt. Für den Stromboli gelangt man auf Grund der S. 38—39 mitgeteilten Daten zu dem Ergebnis, dass die Temperatur bei 1150° gelegen haben mag.

Eine sehr eigentümliche Erscheinung hat Perret (22) gelegentlich der Vesuveruption 1906 und des Ätnaausbruches 1910 beobachtet und beschrieben. Während die gemischten Explosionen ihren Höhepunkt erreichten, sodass alle 3 oder 4 Sekunden eine Explosion erfolgte und sogar schliesslich in der Sekunde drei gezählt werden konnten, erschienen, noch bevor der Schall vom Ohr vernommen wurden, dünne leuchtende Bögen (flashing arcs) über der Krateröffnung und verschwanden im Raum. Erst dann kamen die Explosionsprodukte über dem Kraterrand zum Vorschein. Er deutet die Erscheinung als sichtbar gewordene Schallwellen, da ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit der Schallgeschwindigkeit zu entsprechen scheint. Man muss annehmen, dass die Verdichtungen und Verdünnungen der Luft durch die Explosionswelle das Brechungs- und Reflexionsvermögens so stark ändern, dass die Grenzkugelschalen durch Kontrastwirkung als Kreise dem Auge sichtbar werden. Die physikalische Erklärung bedarf wohl noch eingehenderer Untersuchung.

Lichtbögen.

C. Das durch die Explosion geförderte Material ist zwar neu, aber es wird im festen Zustand ausgeworfen.

4. Die vulcanianische Tätigkeit.

Im Jahre 1888 zeigte Silvestri (20), dass auf Vulcano in den Liparen die Tätigkeit des dortigen Vulkanes ein besonderes Gepräge besitzt und daher von der strombolianischen und plinianischen Form abzutrennen sei. Er bezeichnete dieselbe als den „Vulcanotypus“. Dieser setzt ein sehr zähflüssiges Magma voraus, das sich schnell im Krater mit einer oberflächlichen Erstarrungskruste bedeckt. Die vulcanianische Tätigkeit findet sich als normale Ausbruchsäusserung bei andesitischen und trachytischen Vulkanen. Sie ist daher auch eine sehr häufig zu beobachtende Erscheinung. Die charakteristischen Merkmale sind nach einer Zusammenstellung von Mercalli (21) folgende:

Vulcanianische Tätigkeit.

Bei zähflüssigen Magmen steht die flüssige Lava nicht mit der Atmosphäre in Berührung, denn die explodierende Bocca verstopft sich schnell in der Zwischenzeit zwischen zwei Explosionen mit der sich rasch bildenden Erstarrungskruste und dem Material, das bei der vorangehenden Explosion ausgeschleudert wird und in festem Zustand in den Krater zurückfällt; dasselbe gelangt nicht mehr zur Einschmelzung. Daher sind auch die Ruhepausen zwischen zwei Eruptionen sehr vollkommene. Exhalationen sind in dieser Zeit die einzigen vulkanischen

Äusserungen. Im paroxysmalen Zustand stösst der Vulkan eine schwärzlich bis dunkel gefärbte Eruptionswolke aus, der reichlich Asche, Sand, dichte Lapilli und verfestigte Lavaauswürflinge beigemengt sind. Die ausgeschleuderten Bomben sind mit einer oberflächlichen Erstarrungskruste bedeckt, wenn sie im Innern noch flüssig oder halbfest sind. Sie bilden nach der Abkühlung die sog. „Brotkrustenbomben“. Auch kantige, feste Blöcke gelangen zum Auswurf. Dagegen fehlt jegliches Wulstenmaterial unter den Auswurfsprodukten, wie gedrehte und ellipsoidische Bomben. Ferner fehlen Fadenlapilli und Magmaasche. Die Eruptionswolke besitzt eine sehr charakteristische Form, sie erinnert an ein riesiges blumenkohl- oder pilzartiges Gebilde. Trotz der reichlichen Beimengung fester Materialien besitzt sie eine aufsteigende Tendenz.

Die Temperatur ist nicht sehr viel niedriger als bei den gemischten Explosionen. Man wird kaum fehlgehen, sie in der Nähe von 1100°, doch kaum darüber hinaus, zu suchen. Die schwere Schmelzbarkeit der sauren Laven und ihre grössere Explosionsfähigkeit bedingt in erster Linie ihre Eigenart.

Doch sind es nicht saure Laven allein, die diesen Typus der Explosion ausschliesslich zeigen, auch in bestimmten Abschnitten der Tätigkeit basaltischer Vulkane tritt er in Erscheinung. Dann kann man von einer vulcanianischen Phase der Tätigkeit sprechen. Derartige Phasen sind z. B. am Vesuv und Ätna gelegentlich beobachtet worden. Sie treten ein, wenn nach starkem Lavaausfluss der Kraterboden einsinkt, oder am Ende der strombolianischen Phase die Lavasäule sich weit zurückzieht und der Schlot sich durch zurückgefallenes und nicht wieder geschmolzenes Material verstopft. Schliesslich wird sie sich bei Temperaturabnahme in der Esse aus ersterer entwickeln können.

5. Die pelëanische Tätigkeit.

Pelëanische
Tätigkeit.

Dem Wesen nach sehr eng verwandt mit der vulcanianischen Tätigkeit ist der von Lacroix (23) aufgestellte Typus des Mt. Pelé (vgl. Fig. 118, S. 392). Die Esse ist auch hier durch verfestigte Lava und Lockermaterial verstopft; die flüssige Lava steht nicht mit der Atmosphäre in Verbindung. In Zustand des Paroxysmus werden ganz gewaltige Massen festen vulkanischen Materials ausgeschleudert, die nicht aufsteigen, sondern als absteigende, hochtemperierte Eruptionswolke zu Tale rollen. Diese Massen bilden eine Art von Emulsion von Gas mit festen Produkten, die lawinengleich unter ihrer eigenen Schwere in die Tiefe sinken. Die Erscheinung ist selten. Sie wurde besonders gut am Mt. Pelé auf Martinique studiert. Die absteigenden Eruptionswolken erhalten ihre Abwärtsbewegung durch Explosionen, deren Strosskraft schief nach abwärts ge-

richtet war. Sie finden nicht im Krater statt, sondern an seitlichen Stellen der Staukuppe, die sie wie explodierende Minen durchbrechen, ohne dauernd klaffende Ausbruchsöffnungen zu hinterlassen. Der extreme Fall der peläanischen Tätigkeit kommt demnach nur durch besondere Verhältnisse zustande, die mit der Aufstauung des Domes und der Extrusion der Felsnadel eng zusammenhängen. In etwas anderer Weise traten bei der Soufrière auf dem benachbarten St. Vincent absteigende Eruptionswolken zutage. Sie schossen aus dem tiefen, offenen Krater vertikal in die Höhe, um schnell wieder in den Krater zurückzusinken und an seinen Gehängen herabzugleiten. Zwischen auf- und absteigenden Eruptionswolken besteht daher kein prinzipieller Unterschied.

Die Temperaturbeobachtungen, die Lacroix an den absteigenden Wolken angestellt hat, führten zu dem Ergebnis, dass die Glutwolke bei ihrem Austritt aus der Bocca keinesfalls heisser als 1100° war. 6 km vom Krater entfernt war die Temperatur auf $210\text{--}230^{\circ}$ infolge der Ausdehnung der stark komprimierten Gase gesunken.

D. Das durch die Explosion anfänglich geförderte Material ist fest und alt. Es besteht aus den Zerreibungsprodukten bereits verfestigter Gesteine des Schlotcs. Später tritt neues Lockermaterial gleichfalls in festem Zustand hinzu.

6. Die plinianische Tätigkeit.

Unter plinianischen Explosionen versteht man Explosionen von ganz ungewöhnlicher Heftigkeit (explosiver Paroxysmus). Die gewaltige Vesuveruption des Jahres 79 n. Chr., welche durch Plinius eine klassische Beschreibung erfahren hat, kann als Typus gelten. Die plinianischen Eruptionen treten nach langer Ruhepause auf. Beim Vesuv war vor dem grossen Ausbruch jede Erinnerung an eine Tätigkeit verloren gegangen. Starke Erdbeben pflegen der Katastrophe vorauszugehen. So hatte auch ein Erdbeben im Jahre 73 Pompeji teilweise zerstört.

Plinianische
Tätigkeit.

Die plinianische Explosion ist vor allem durch ihre ausserordentliche Heftigkeit und kurze Dauer des Paroxysmus von der vulcanianischen unterschieden. Der Hauptkatastrophe geht nicht selten eine mehr oder weniger lange Periode von Explosionen mässiger Intensität voraus. Eine gleiche Periode folgt nach.

Die geförderten Produkte sind durchweg fest, wie bei der vulcanianischen Tätigkeit. Dieselben sind zum Teil altes Material, das von früheren Eruptionen her stammt und durch den Explosionsakt zertrümmert und zerstäubt wird. In welchem Umfang sich Lockerprodukte, die aus der neuauftretenden Lava herrühren, hinzugesellen, ist schwer fest-

zustellen. Entsprechend der vorwiegenden Bewegung von alten Materialien ist mit dieser Eruption nie eine Erhöhung des Kegels verknüpft, sondern

Fig. 194.



Typische Pinienwolke am Vesuv, Oktober 1822. Nach Scrope.

die Höhe des Berges wird im Gegenteil sehr stark reduziert. Krater von gewaltigen Dimensionen, sog. „Explosionscalderen“ werden durch diesen Vorgang geschaffen. Der Anteil des neuen Materials an der Menge der

Förderungsprodukte lässt sich mit einer gewissen Annäherung berechnen, wenn man von der Gesamtmenge den Raum der hinweg- und ausgesprengten Teile des Vulkans abrechnet.

Das neue Material ist nur Lockermaterial. Lavaströme treten nicht auf. Sie werden zwar häufiger in den Berichten angeführt, aber ihre Existenz ist bei eingehender Prüfung nie zu bestätigen gewesen. Gewöhnlich war eine Verwechslung mit Schweißschlacken die Ursache. Staublawinen und Schlammströme dagegen treten meistens als Folgeerscheinung ein.

Will man die Temperatur der plinianischen Explosion ermitteln, so ist dabei zu bedenken, dass dieselbe sicherlich unter dem Schmelzpunkt der Laven des betreffenden Vulkans liegt, da nur festes Material heraufgebracht wird. Andererseits muss die Temperatur soweit gestiegen sein, dass der Explosionspunkt der Lava erreicht ist. Für den Vesuv gelangt man auf diesem Wege zu Temperaturen, die in der Nähe von 1050° liegen mögen.

Die grössten vulkanischen Ereignisse der historischen Zeit gehören diesem Typus an. Es sind das die Ausbrüche des Tamboro, Consequina und Krakatau.

Ausbruch des Tamboro.

Auf der Insel Sumbava im Sundaarchipel brach am 5. April 1815 der Vulkan Tamboro aus. Dem Hauptparoxysmus ging von 1814 an eine Periode geringerer Explosionen mit Aschenauswurf voraus. Vor dieser Zeit galt der Vulkan als erloschen. Die Explosionen folgten in Zeitabständen von $\frac{1}{4}$ Stunde und erreichten am 10. April 1815 ihren Höhepunkt, um mit abnehmender Intensität bis zum 15. Juli anzudauern. Das ausgeworfene Material hatte nach einer Berechnung von Verbeek (vgl. S. 379) das Volumen von 150 cbkm, darunter befanden sich zahlreiche Blöcke und Schlacken, die im glühenden Zustand gefördert wurden. Der Vulkan, welcher eine Höhe von ungefähr 4000 m besass, war nach dem Ausbruch nur noch 2756 m hoch. Eine gewaltige Caldera von 130 m Tiefe und 25 km Umfang, also von ungefähr 7 km Durchmesser, hatte sich gebildet. Neben altem Material ist auch neues im festen Zustand zur Förderung gelangt.

Ausbruch des
Tamboro 1815.

Ausbruch des Consequina.

Der Consequina in Nicaragua, der im Jahre 1835 einen der gewaltigsten Ausbrüche erlebte, von dem die Geschichte der Vulkanausbrüche zu erzählen weiss, galt vor demselben als erloschen. Man weiss nicht einmal sicher, ob der Berg vorher einen Krater besessen hat.

Ausbruch des
Consequina
1835.

Es werden zwar in der Literatur aus den Jahren 1709 und 1809 Ausbrüche erwähnt. Allein K. v. Seebach (24) hat nachgewiesen, dass die Nachrichten über diese fraglichen Eruptionen erst nach dem grossen Ausbruch auftauchen und durch Nachforschungen an Ort und Stelle nicht bestätigt werden. Nach seiner Darstellung begann die Eruption ohne vorausgehende Erdstösse durch einfachen Aschenauswurf, der anfänglich unbedeutend war. Der Beginn des Ausbruchs ist nicht ganz sicher festzustellen. Es dürfte sehr wahrscheinlich der 20. Januar 1835 gewesen sein. In der Nacht vom 22. zum 23. erreicht die Explosion ihr Maximum und ebte am 27. langsam ab. Das ausgeworfene Material bestand in der Hauptsache nur aus heisser Asche. Lavaströme sind nicht geflossen. Der neugebildete Krater ist ein 60 m tiefes Becken mit einem Durchmesser von 1,5 Seemeilen = 2,8 km.

50 cbkm sollen nach einer Berechnung von Réclus und Radaun ausgeworfen sein. Da aber ein starker Südostwind wehte, sind grosse Aschenmengen fortgetragen worden. Es fehlen die sicheren Unterlagen zu einer Berechnung. Jene Zahl ist daher nicht sehr zuverlässig.

Die Höhe des Berges geben Dollfuss und Montserrat zu 1000 m an. Leider kennen wir seine Höhe vor der Eruption nicht, so dass der Betrag der Erniedrigung durch den Ausbruch nicht ermittelt werden kann.

Über die Stärke des Paroxysmus geben folgende Zahlen einen Begriff: Der Stoss der Hauptexplosion machte sich von Costarica bis Dolores de Petén und bis in die Altos von Guatemala geltend, d. i. auf einem Radius von 250 Seemeilen = 464 km — das würde dem Abstand Vesuv—Pisa oder der Entfernung Berlin—Mainz entsprechen. Noch sehr viel weiter wurde der Schall der Detonation vernommen, gegen Nordwest bis Merida und Oajaca 600 Seemeilen = 1113 km, bis Kingstone auf Jamaika 700 Seemeilen = 1299 km, ja sogar in St. Martha in 800 Seemeilen = 1484 km (Vesuv—Hamburg) und in Sa. Fé de Bogota in einer Entfernung von 940 Seemeilen = 1744 km.

Der Ausbruch des Krakatau.

Ausbruch des
Krakatau 1883.

Nach einer Ruhepause von 202 Jahren brach der Krakatau im Jahre 1883 aus. Dieser Ausbruch war ebenfalls nur explosiv und dauerte vom Mai bis August. Er warf gewaltige Massen glühender Bimssteine, Lapilli und Aschen aus, die Verbeek auf 80 cbkm schätzte. Lavaströme fehlten.

E. Das geförderte Material ist nur altes und fest.

7. Halbvulkanische Explosionen (Dana). Ultravulcanianische Explosionen (Mercalli). Indirekte Eruptionen.

Dana (25) schied unter dem Namen „halbvulkanische Explosionen (semivolcanic explosions)“ Eruptionen aus, die durch plötzliches Eindringen grosser Wassermassen in den noch heissen Herd erloschener oder nur schwach tätiger Vulkane verursacht werden. Das Wasser erhält längs den Spalten oder Linien der Schwäche Zutritt zu den noch heissen Tiefen des Vulkans, in welchen Temperaturen von 1100° und darüber herrschen, verwandelt sich dabei in Wasserdampf und bringt den Vulkan zur Explosion. Der Vorgang wäre mit der Explosion eines Dampfkessels zu vergleichen. Steine, Gesteinsmassen, zu Pulver zerrieben, werden in die Luft geblasen unter Entbindung gewaltiger Dampfnassen. Mit dem Vorgang sind starke Luftbewegungen und Erderschütterungen in der Umgebung des Vulkans verknüpft. Lavaströme aber stellen sich nach dem Auswurf von Schlacken oder Aschen nicht ein. Mercalli schreibt bestimmte Ausbrüche von Vulcano diesem Typus zu, so aus den Jahren 1873, 1876, 1879 und 1886. Da dieser Vulkan aber auch neues Material zeitweilig fördert, so bezeichnet er den Typus als „ultravulcanianischen“.

Halbvulkanische
Explosionen.
Indirekte
Eruptionen.

Die Eruptionen, die als Beispiel dienen, sind die Ausbrüche des Bandaisan am 15. Juli 1888 und Azuma-san im Mai und Juni 1893, beide in Japan gelegen. Nach Mercalli gehören ferner hierher die Ausbrüche des Ararat in Armenien 1840 und des Gelungung auf Java 1822 und 1840. Ferner vielleicht auch die des Turrialba, Costarica, 1864, 1865 und 1866. Endlich hat man den bereits mehrfach erwähnten Ausbruch des Vulkans Una-Una im Golf von Tomini hierher zu zählen.

Seit den Brunschen Untersuchungen steht man der dominierenden Rolle des Wasserdampfes bei allen vulkanischen Erscheinungen skeptisch gegenüber. Es muss daher eine der wichtigsten Aufgaben der Forschung sein, bei der nächsten sich bietenden Gelegenheit einer derartigen Eruption die Aufmerksamkeit in erster Linie auf die Feststellung des Wasserdampfes zu richten.

Die sog. halbvulkanischen Explosionen sind, soweit die Erfahrung bis jetzt reicht, eine Eigentümlichkeit andesitischer Vulkane, die dem Erlöschen nahe sind. Es ist nicht recht einzusehen, warum dieselben Bedingungen nicht auch an anderen, z. B. basaltischen Vulkanen, eintreten. Man sollte eigentlich denken, dass Inselvulkane besonders dazu neigen müssten. Derartige Beziehungen lassen sich nicht erkennen. Dunkel bleibt nicht zuletzt in den meisten und zwar gerade den typischsten Fällen, wo die Wassermassen herkommen, die plötzlich den Zutritt zum Herd gewinnen sollen.

Eine andere Erklärung geben die Brunschen Versuche. Werden besonders gasreiche Gläser bis zu ihrem Explosionspunkt erwärmt, so explodieren sie mit grosser Gewalt. Es genügt demnach ein Ansteigen der Geoisothermen bis zu diesem Punkt, um altes, längst verfestigtes vulkanisches Material aus dem Vulkanuntergrund wieder zum Explodieren zu bringen. Mit diesem Vorgang hängen vermutlich die hier geschilderten Explosionen zusammen. Wie die Tabelle der Explosionstemperaturen S. 85 zeigt, liegen diese für sehr viele Obsidiane unter 1000° . Sollte sich diese letztere Erklärung durch künftige Erfahrungen als richtig erweisen, dann hat man kein Recht mehr, von halbvulkanischen Explosionen zu reden. Ich habe diese Kategorie als „indirekte Eruptionen“ bezeichnet, vgl. S. 94.

Eine scharfe Grenze zwischen der plinianischen und indirekten Eruption ist nicht zu ziehen, da auch diese beiden Typen allmählich ineinander übergehen.

Zusammenfassung.

Zusammen-
fassung.

Die Verschiedenheit der explosiven Ausbrucherscheinungen hängt in erster Linie von der Viskosität des Magmas ab. Diese ist wieder eine Eigenschaft, die bei gleichen Temperaturen durch die chemische Zusammensetzung bestimmt wird und mit steigenden Temperaturen verschieden schnell abnimmt. Somit sind die Viscositäts- und damit auch die Ausbrucherscheinungen in letzter Linie auch von der Temperatur abhängig.

Die nachstehende Tabelle soll zusammenfassend eine Übersicht der vulkanischen Ausbrucherscheinungen geben, wie sie auf den vorangehenden Seiten geschildert sind.

I. Die effusiven Ausbrucherscheinungen			II. Die explosiven Ausbrucherscheinungen		
Typus	Charakteristik	Phase	Typus	Charakteristik	Temperatur
Gipfeleruptionen:	Die Lava tritt aus d. Gipfel des Vulkans zutage u. zwar:	Phase der permanenten Eruption.	Hawaiianische Tätigkeit.	Neue Lava, sehr leichtflüssig, wird im schmelzflüssigen Zustand von der Oberfläche eines Feuersees fontänenartig hoch geschleudert.	1200°—1300°
	Interkraterer Lavaausfluss.				
	Kilaueatypus. Staukuppen.		Strombolianische Tätigkeit.	Rhythmischer Auswurf von neuem Material im flüssigen Zustand in Form flüssiger oder halbfester Bomben und Schlacken.	1150°—1200°
	Terminaler Lavaausfluss. Cotopaxitypus.				
Subterminaler Lavaausfluss.	Die Lava tritt auf dem äusseren Hang nur wenig unterhalb des Kraterandes zutage.	Phase der gemässigten Tätigkeit.	Gemischte Tätigkeit.	Neues Material, glühend, fest und feurigflüssig, vermischt mit altem Material in Blöcken und Bruchstücken. Reichliche Förderung v. vulkanischem Sand u. Asche.	1150°
			Vulcanianische Tätigkeit.	Neues Material, nur bereits in verfestigtem Zustand gefördert. Reichlich Asche, Sand, Lapilli, Bomben mit fester Kruste, inwendig noch flüssig. Aufsteigende Eruptionswolke blumenkohlähnlich. Typisch für Andesitvulkane.	ca. 1100°
	Mauna Loa typus.				
Flankeneruptionen:	Die Lava steigt im Hauptschlot auf und bricht auf der Flanke des Berges durch.	Phase der Paroxysmus-explosionen nach längeren Zwischenzeiten vollkommener Ruhe	Peläianische Tätigkeit	Neues Material im festen Zustand in gewaltigen Mengen in absteigenden Eruptionswolken gefördert.	ca. 1100°
Vesuvtypus 1895.	Ruhiger Ausfluss, lange Zeit andauernd.				
Vesuvtypus 1872.	Stürmischer Ausfluss, kurze Zeit andauernd.				
Exzentrische Eruptionen: Ätnatypus.	Die Lava steigt nicht im zentralen Hauptschlot auf, sondern bahnt sich einen neuen Weg nach aussen. Der Ausbruchspunkt liegt gewöhnlich am Fuss des Vulkans. Er ist in seiner Tätigkeit unabhängig von dem Hauptschlot.		Plinianische Tätigkeit.	Anfänglich altes Material fein zerrieben, fest, dann neues Material fest und in Aschenform. Explosionen von grösster Intensität. Eruptionswolke Pinienform. Erniedrigung des Berges u. Ausbreitung des calderaartigen Kraters. Keine Lavaströme im Gefolge.	ca. 1050°
			Halbvulkanische Tätigkeit. (Ultra-vulcan. Erupt.) Indirekte Eruptionen.	Nur altes zerriebenes Material. Zersprengung des Vulkans. Keine Lavaströme oder Auswurf von neuem Material im Gefolge. Typisch bei Andesitvulkanen.	ca. 1000°

Literatur.

1. Alexander v. Humboldt, Kosmos. IV. Bd. Stuttgart, J. G. Cotta, 1877. S. 220—229.
- M. Neumayer, Erdgeschichte. I. Bd. Leipzig u. Wien 1890. S. 246—249.
2. G. P. Scrope, Über Vulkane. Übersetzt von G. A. von Klöden. Berlin 1872. S. 67—68.
3. K. von Seebach, Über Vulkane Zentralamerikas. Aus nachgelassenen Aufzeichnungen herausgegeben von H. Wagner. Abhandl. Kgl. Ges. d. Wissenschaften zu Göttingen 1892. 38. S. 153—171 u. S. 73—77.
4. C. Sapper, Der Vulkan Las Pilas in Nicaragua. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 51. 1899. S. 578—587.
5. M. Neumayer. Vgl. 1. S. 184.
6. G. Mercalli, I vulcani attivi della Terra. Milano 1907. S. 86.
7. L. Fernandez Navarro, Resumen de la conferencia acerca de la erupción volcánica del Chinyero. Boletén de la Real Sociedad Española de Historia Natural. T. X. Nr. 2—3. Madrid, Febr.—März 1910. S. 104—122. Tafel I u. II. 1. Textfigur. Einen Auszug des Berichtes teilt Sapper mit, in K. Sapper, Der gegenwärtige Stand der Vulkanforschung. Fortschritte der naturwissenschaftlichen Forschung. Herausgegeben von E. Abderhalden. II. Berlin 1911. S. 127.
8. R. Hoernes, Erdbebenkunde. Leipzig 1893 bei Veit S. 226—279.
9. A. Sieberg, Handbuch der Erdbebenkunde. Braunschweig 1904 bei Vieweg. S. 42—46, 50—52.
10. W. H. Hobbs, Erdbeben. Deutsche Uebersetzung von J. Ruske. Leipzig 1910, Quelle u. Meyer; sowie zahlreiche andere Darstellungen.
11. G. Mercalli, L'isola d'Ischia ed il terremoto del 28 luglio 1883. Mem. del Reale Istituto Lombardo. Milano 1884. Ein ausführliches Referat dieser Monographie findet sich bei Hoernes (8).
12. A. von Humboldt (vgl. 1). IV. S. 152 und I. S. 132; vgl. auch die unter 6, 8—10 zitierten Autoren.
13. W. Reiss und A. Young, Die Gesteine der ecuatorianischen Ostkordillere Der Cotopaxi. Berlin 1902. S. 116—117.
14. A. Brun, Recherches sur l'Exhalaison volcanique. Genf 1911.
15. Joh. Königsberger, Geothermische Tiefenstufe. Intern. Geol. Kongr. Mexiko 1907. S. 1142—1145.
16. Mercalli (vgl. 6).
17. Scrope (2). S. 12—23.
18. A. Bergeat, Der Stromboli als Wetterprophet. Zeitschr. Deutsche geol. Ges. 48. 1896. S. 153—168.
19. A. von Humboldt (1). IV. S. 199—200.
20. O. Silvestri, Etna, Sicilia e Isole vulcaniche adjacenti. Catania 1888.
21. G. Mercalli (vgl. 6). S. 135.
22. F. A. Perret, The flashing arcs, a Volcanic Phenomenon. Am. Journ. of Science IV. Ser. 34. 1912. S. 329—333.
23. A. Lacroix, La Montagne Pelée es ses éruptions. Paris 1904. La Montagne Pelée après ses éruptions avec observations sur les éruptions du Vésuve en 79 et en 1906. Paris 1908.
24. K. von Seebach (3). S. 96—111.
25. J. D. Dana, Characteristics of Volcanoes. London 1890. S. 23—24.

XIV. Kapitel.

Die Exhalationen und postvulkanischen Erscheinungen.

Während des Vulkanausbruches und in abgeschwächter Form in den Ruhepausen zwischen zwei Eruptionen spielen vulkanische Exhalationen eine grosse Rolle. Dieselben dauern noch an, selbst wenn der Vulkan endgültig seine Tätigkeit eingestellt hat. Dann pflegt man von nachvulkanischen Erscheinungen zu sprechen. Die Aushauchungen des tätigen Vulkans und die letztere Gruppe von Erscheinungen gehen unmerklich ineinander über. Sie sollen daher auch in dem vorliegenden Kapitel zusammenbehandelt werden.

I. Die vulkanischen Exhalationserscheinungen (1—8).

Unter vulkanischen Exhalationen oder Emanationen versteht man alle flüchtigen Substanzen, gas- oder dampfförmige, die von irgend einem Punkt im Bereich des Vulkans ausgehen und mit dem vulkanischen Phänomen in genetischem Zusammenhang stehen. Danach wären alle radioaktiven, gasförmigen Emanationen der Eruptivgesteine als Erscheinungen, die genetisch nicht mit dem Vulkanismus in Verbindung stehen, auszuschneiden.

Definition der
vulkanischen
Exhalationen.

Gasausbrüche nicht vulkanischer Entstehung gehören gleichfalls nicht hierher. Sie werden später unter den pseudovulkanischen Erscheinungen eine kurze Besprechung finden.

Den Begriff der Exhalation wird man dagegen auch auf solche Substanzen ausdehnen dürfen, die anfänglich flüchtig waren und erst im Laufe der Abkühlung ihren Aggregatzustand wechselten. Es gehören hierher alle sublimierbaren Salze, das Wasser als Kondensationsprodukt des Dampfes, tropfbar flüssiger und selbst fester Schwefel, der mit dem Gasstrom zur Oberfläche gebracht wird u. a. m. Ferner hat man hierher zu zählen alle festen und flüssigen Reaktionsprodukte der gasförmigen Emanationen.

Auf die grosse Bedeutung der vulkanischen Exhalationen ist bereits wiederholt aufmerksam gemacht worden. Die Grundlage für die

neuere Forschung auf diesem Gebiet haben vor allem die Untersuchungen von Bunsen (1) in Island und von St. Claire Deville (2) und Fouqué (3) in Unteritalien, Sizilien und den liparischen Inseln gelegt. Erst in neuester Zeit ist dieses Problem von Brun (4) experimentell aufgenommen und der Lösung um ein Bedeutendes näher gebracht worden.

Die vulkanischen Exhalationen tragen einen sehr verschiedenen Charakter. Der Sprachgebrauch unterscheidet gewöhnlich zwischen Fumarolen, Solfataren und Mofetten.

Fumarolen.

Fumarolen sind Gas- und Dampfaushauchungen, die, ihrer Tension entsprechend, mit grösserer oder geringerer Gewalt, bisweilen mit zischendem Geräusch aus Spalten im Gestein, unter Blöcken oder aus Löchern dem vulkanischen Boden entströmen. Die Spannung der Gase schwankt in weiten Grenzen. Am Papandajan bestimmte Brun (4) den Gasdruck zu 15—18 g, ja bis zu 23 g auf den Quadratcentimeter, während andere Fumarolen einen so geringen Druck besaßen, dass sie den feinen Schlamm kaum aufzuwirbeln imstande waren. Ist die Dampfspannung eine grosse, so bricht der Gasstrom mit lautem Geräusch hervor und bohrt in dem Schlamm Boden kraterförmige Löcher aus, sog. „Blaslöcher“ (Blow hole). Ihre Kraterumwallung besteht aus ausgeworfenem Schlamm. An dem obengenannten Vulkan hatten z. B. ein elliptischer Schlammkrater einen Durchmesser von 50 und 30—35 cm. Die Innenwände des Loches sind mit Sublimationsprodukten austapeziert.

Solfataren.

Unter Solfataren versteht man Aushauchungen, die neben Wasserdampf in erster Linie Schwefelverbindungen liefern. Als Solfatarenzustand bezeichnete man ursprünglich den Ruhezustand eines sonst tätigen Vulkans, in welchem aus seinem Krater nur Gase und Dämpfe entweichen. Später wurde dieser Begriff auf alle schwefelhaltigen Gas-aushauchungen ausgedehnt, auch wenn sie nicht vulkanischer Entstehung sind.

Die beiden Begriffe Fumarolen und Solfataren werden gewöhnlich nicht scharf auseinander gehalten. Mit dem ersten Namen werden häufig alle Aushauchungen höherer Temperatur bezeichnet, während man unter Solfataren solche tieferer Temperatur versteht.

Mofetten.

Mofetten endlich sind fast trockene Aushauchungen von Kohlensäure.

Diese Begriffe sind, wie man sieht, wenig scharf und umfassen z. T. genetisch recht verschiedene Erscheinungen.

Um in das Wesen der vulkanischen Exhalationen einzudringen, wird zunächst die Frage beantwortet werden müssen, von wo dieselben ihren Ausgang nehmen. Dann erst ist auf ihre chemische Zusammensetzung einzugehen.

Der Ausgang der vulkanischen Exhalationen.

Vulkanische Exhalationen sind in ihren Erscheinungsformen ausserordentlich vielgestaltig. Sie nehmen ihren Ausgang vom Krater, von Lavaströmen, oder von Spalten und Öffnungen im Bereiche des Vulkanes, von ausgeworfenen Bomben usw. Emanationen erscheinen am Vulkan in den verschiedenen Stadien seiner Tätigkeit.

Ausgang der vulkanischen Exhalationen:

Man kann folgende Ausgangspunkte unterscheiden:

a) Lavaseen und Lavaströme.

Das feurigflüssige Magma gibt, wie im Kapitel III gezeigt wurde, flüchtige Bestandteile ab. Es ist die Quelle aller vulkanischen Exhalationen. Überall, wo Magma auf der Oberfläche der Erde erscheint, sei es im Lavasee oder in Lavaströmen, entweichen die Gase unmittelbar in die Luft.

von Lavaseen und -strömen,

Lavafumarolen nennt man Emanationen, die aus Spalten und Rissen der Erstarrungskruste des Lavastromes während seiner Abkühlung entweichen.

b) Auswürflinge.

Alle Lavaauswürflinge, mögen sie flüssig, halbfest oder fest sein, rauchen und lassen flüchtige Bestandteile entweichen, so lange sie heiss sind.

von Auswürflingen,

c) Kraterfumarolen.

Auch das in der Tiefe steckende Magma haucht aus. Die flüchtigen Produkte werden durch den zentralen Schlot nach aussen geleitet und entströmen dem Krater. Derartige Exhalationen bezeichnet man als Kraterfumarolen.

von Kraterfumarolen,

d) Exhalationen der paroxysmalen Phase.

Zeitweilig, wenn der Vulkan in seine paroxysmale Tätigkeit eintritt, werden gewaltige Mengen von Gasen, Dämpfen und flüchtigen Bestandteilen durch den Krater zutage gefördert. Die von demselben ausgehende Eruptionswolke besteht zu beträchtlichen Teilen aus Exhalationen. In diesem Zustand erreicht die aushauchende Tätigkeit des Vulkans ihr Intensitätsmaximum. In der Zwischenzeit spielt sich dieselbe Erscheinung in sehr viel abgeschwächterer Form ab und tritt uns nur als gewöhnliche Fumarolentätigkeit entgegen. Eruptionswolke und Kraterfumarole sind im Grunde genommen dieselben Erscheinungen und nur durch den Grad unterschieden.

von der paroxysmalen Phase,

In diesem Sinne bezeichnet Brun den Krater als eine Fumarole von besonders grossen Dimensionen.

Fig. 195.



Fumarolen im Krater des Vulcano. Nach Phot.

e) Flankenfumarolen.

von Flanken-
fumarolen,

Wie nun die vulkanischen Produkte nicht ausschliesslich den zentralen Krater zum Hervorbrechen benutzen und sich bei Flanken- und exzentrischen Eruptionen auf dem äusseren Hang des Vulkankegels einen Ausweg bahnen, so findet sich dieselbe Erscheinung in noch viel höherem Maß bei den Exhalationen wieder, die wegen ihrer Flüchtigkeit sehr viel leichter den porösen, hauptsächlich aus Lockermaterialien bestehenden Aufschüttungskegel zu durchdringen vermögen. Fumarolentätigkeit auf dem äusseren Hang des Vulkans ist überaus verbreitet.

f) Exhalationen, hervorgerufen durch Wiedererwärmung bereits erstarrter und abgekühlter Laven.

von wieder-
erwärmten, er-
starrten Laven:

Die bereits erstarrten Laven im Vulkangerüst verlieren die Fähigkeit nicht, Gase und flüchtige Bestandteile abzugeben. Die Brunschen Versuche (vgl. S. 80—95) lehren, dass Lava, vulkanische Gläser, Auswürflinge, Aschen usw., wenn sie wieder erhitzt werden, bei bestimmten Temperaturen Exhalationen liefern, deren Abgabe sich bis zur explosiven Gewalt steigern lässt. Eine Wiedererwärmung abgekühlter Teile des Vulkans durch neues, aus der Tiefe aufsteigendes Magma wird demnach von neuem gasförmige Bestandteile des alten Materials in Freiheit setzen,

die sich den übrigen, primären hinzugesellen. Steigt die Temperatur bis zum Explosionspunkt, so entweichen die Gase stürmisch.

g) Langsame Exhalationen.

Weiter zeigen die Versuche, dass auch bereits eine langsame Gasabgabe eintritt, wenn die Erwärmung den Explosionspunkt nicht erreicht. So gab ein Obsidian vom Krakatau, 20 Tage lang auf 650° , also 200° unter seinem Explosionspunkt, erhitzt, seine ganzen Wasserstoffverbindungen ab, die Explosion lieferte dann zuletzt nur noch Cl_2 , CO_2 und SO_2 . Diese Art nannte Brun „langsame Exhalationen“.

Langsame
Exhalationen.

h) Sekundäre Exhalationen.

Brun zeigte ferner, dass eine zweite Gasabgabe eintritt, nachdem alle Gase bei der Explosionstemperatur im Vakuum ausgetrieben worden waren, wenn man die so entgaste Lava einem Luftstrom von 700 bis 800° oder Sauerstoff oder anderen Oxydationsmitteln aussetzt. Die Zusammensetzung dieser „sekundären Exhalationen“, wie er sie bezeichnet, ist in der nachfolgenden Tabelle S. 554 angegeben.

Sekundäre
Exhalationen.

Die zweite, durch Oxydation bedingte Aushauchung, besteht danach aus SO_2 , CO_2 und N_2 . Die Chlorverbindungen fehlen. Sie treten nur dann auf, wenn bei der vorangehenden Erwärmung die Temperatur nicht bis zum Explosionspunkt gesteigert worden war, so dass die erste Gasabgabe eine unvollständige blieb. Vgl. Analyse Basalt Samoa I.

Die zweite Gasabgabe beruht auf Oxydation der Ferroverbindungen und Sulfide. Die entweichenden Gase müssen als Reaktionsprodukte des Sauerstoffs mit Bestandteilen des Gesteins aufgefasst werden.

Auswürflinge, welche im glühenden Zustand mit dem Luftsauerstoff in Berührung treten, verlieren durch Oxydation auch ihre sekundären Exhalationen, sie brennen rot und büssen damit ihr vulkanisches Leben für immer ein, wie Brun sich ausdrückt. Die totgebrannten Schlacken erlangen ihre Rötung bei Temperaturen von 500 — 600° .

Zusammensetzung der Exhalationen.

Die chemische Zusammensetzung der in den Gesteinsgläsern zurückgehaltenen Gase und flüchtigen Verbindungen, sowie die der primären magmatischen Exhalationen ist im Kapitel III S. 72 ff. mitgeteilt worden. Es sind Chlor, Chlorwasserstoff und Chloride, Schwefel, Schwefelwasserstoff und schweflige Säure, Kohlenstoff mit seinen Verbindungen, wie Kohlensäure, Kohlenoxyd, Kohlenwasserstoffe und endlich Stickstoff und Wasserstoff namhaft gemacht worden.

Zusammen-
setzung der
Exhalationen.

In den umstehenden Tabellen S. 555—560 seien Angaben über die Zusammensetzung von Fumarolen, Solfataren usw. zusammengestellt.

Fumarole	Temperatur	Wasser	Chlorgruppe	Schwefelgruppe, CO ₂	Rest	Bemerkungen	Literatur
Santorin 1867. 2. III 7. III	über 1000°	—	—	CO ₂ 0,25 0,22	H ₂ 14,7 CH ₄ 0,28 N ₂ 64,36 O ₂ 20,41 56,7 0,07 21,9 21,11	Entnommen einem Lavastrom, der sich noch in Bewegung befand.	Fouqué Santorin S. 229
Montagne Pelée	ca. 400°	—	Spuren	—	CO ₂ = 15,38 CO = 1,60 CH ₄ = 5,46 H ₂ = 8,12 N ₂ = 54,94 Ar = 0,71 O ₂ = 13,67	+	Lacroix Mt. Pelé S. 396
Krater von Vulcano 1865	360°	—	HCl + SO ₂	73,80	CO ₂ = 23,40 N ₂ = 2,28 O ₂ = 0,52	Mehr HCl als SO ₂ , Absatz von Schwefelarsen, FeCl ₃ und Salmiak	Fouqué, Arch. miss. scient. II. Ser. III. 1866. p. 196
Krater von Vulcano 1865	250°	—	HCl + SO ₂	66,00	CO ₂ = 22,00 N ₂ = 9,6 O ₂ = 2,4	Mehr HCl als SO ₂ , Absatz von Schwefelarsen, FeCl ₃ und Salmiak	Fouqué, Arch. miss. scient. II. Ser. III. 1866. p. 196
Krater von Vulcano 1865	250°	—	HCl + SO ₂	34,0; H ₂ S = 12,0	CO ₂ = 28,0 N ₂ = 21,2 O ₂ = 4,8	—	Fouqué, Arch. miss. scient. II. Ser. III. 1866. p. 197
Krater von Vulcano 1866	200°	—	—	SO ₂ = 6,8	N ₂ = 74,7 O ₂ = 18,5	Schwefelabsatz, Sulfate, Salmiak, Schwefelarsen, Borsäure	St. Cl. Deville C. R. Vol. 43 p. 683—684
Papandajan, Java	192°	—	—	SO ₂ = 46,7 30 26 20	CO ₂ 16,8 N ₂ 31,4 O ₂ 5 24 38 8 10 51 13 17 63	—	Brun S. 192

Fumarole	Temperatur	Wasser	Chlorgruppe	Schwefelgruppe, CO ₂	Rest	Bemerkungen	Literatur
Ätna 1865	190–130° 180–150°	—	Saure Salmiakfumrole HCl, NH ₄ Cl FeCl ₃ HCl	—	—	Absatz von Krusten aus NH ₄ Cl, FeCl ₃ , Schwefel	Roth, Chem. Geol. III. p. 285
Cotopaxigipfel 1877	bis 160°	—	—	—	—	—	Roth, Chem. Geol. III. p. 293
Santorin 1866	160°	—	—	H ₂ S = 1,64	CO ₂ = 14,28 N ₂ = 66,47 H ₂ + CH ₄ = 0,49, O ₂ = 14,12	—	Fouqué, Santor. p. 226–228
Krater von Vulcano 1865	150°	—	HCl + SO ₂ = 27,19	—	CO ₂ = 59,62 N ₂ = 10,89 O ₂ = 2,20	Weit mehr HCl als SO ₂ Absätze von Schwefelarsen FeCl ₃ und NH ₄ Cl	Fouqué, Arch. miss. scientif. II. Ser. III. 1866. p. 197
Ätnakrater 1856	125°	—	HCl = 90,3	SO ₂ = 9,7	—	—	St. Cl. Deville C. R. Vol. 43 p. 535
Santorin 1866	122°	—	—	H ₂ S = 0,9	CO ₂ N ₂ O ₂ 12,24 70,45 16,41	—	Fouqué, Santor. p. 22–228
Krater von Vulcano 1856	120°	—	—	SO ₂ = 5,6	N ₂ = 79,0 O ₂ = 15,4	—	St. Cl. Deville C. R. 1856. Vol. 43. p. 684
Krater von Nisyros 1872	100°	—	—	H ₂ S = 65,0 = 73,3	CO ₂ = 80 22,1 N ₂ = 4,6 4 O ₂ = 0,4 0,4	Starker Schwefelabsatz	Roth, Chem. Geol. III. p. 287
Krater von Vulcano 1865	100°	—	HCl = 7,3 0,7	H ₂ S = 10,7 Sp.	N ₂ = 11,2 29,13 O ₂ = 27 7,28	Absatz von reinem Schwefel mit oder ohne Bor	St. Cl. Deville C. R. 1865. p. 365.
Insel Panaria	ca. 100°	—	—	H ₂ S = 6,44	CO ₂ N ₂ O ₂ 90,53 2,51 0,52 97,0 2,51 0,49	—	Fouqué, Arch. miss. scientif. II. Ser. III. 1866. p. 200
Ätnakrater 1856	99°	—	HCl = 94,2	SO ₂ = 5,8	—	—	C. R. Vol. 43. p. 385
Soufrière von Guadeloupe	96–95°	—	—	SO ₂ und H ₂ S	—	—	Roth, Chem. Geol. III. p. 291

Fumarole	Temperatur	Wasser	Chlorgruppe	Schwefelgruppe, CO_2	Rest	Bemerkungen	Literatur
Solfatara von Pozzuoli bei Neapel	95°	—	—	$\text{SO}_2 + \text{CO}_2 = 1,8$ $\text{N}_2 = 98,2$	$\text{CO}_2 = 1,8$ $\text{N}_2 = 98,2$	—	Sainte Claire Deville C. R. Vol. 43, p. 747
Kleine Solfataren von Pozzuoli	96°	—	—	$\text{H}_2\text{S} = 11,43$	$\text{CO}_2 = 56,67$ $\text{N}_2 = 26,18$ $\text{O}_2 = 5,72$	—	Fouqué, Arch. miss. scientif. II, Ser. III, 1866, p. 202
Kleine Solfataren von Pozzuoli	95,5°	—	—	$\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 = 28,2$	$\text{N}_2 = 56,9$ $\text{O}_2 = 14,9$	—	St. Cl. Deville Compt. rend. 1856, Vol. 43, p. 747.
	95°	—	—	$\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 = 1,8$	$\text{N}_2 + \text{O}_2 = 98,2$		
	92°	—	—	$\text{H}_2\text{S} = 16,5$ 52,5	$\text{CO}_2 = 32,4$ 3,8 $\text{N}_2 = 40,4$ 43,7 $\text{O}_2 = 10,7$		
	91—90°	—	—	$\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 = 9,3$ 22,6 3, 59,4 0,8	$\text{N}_2 + \text{O}_2 = 90,7$ 77,4 97,0 40,6 95,9		
Solfatara von Pozzuoli	90°	—	—	—	$\text{CO}_2 = 4,80$ $\text{N}_2 = 75,60$ $\text{O}_2 = 19,60$	—	Fouqué, Arch. miss. scientif. II, Ser. III, 1866, p. 202.
Solfatara von Pozzuoli bei Neapel	95°	—	—	$\text{SO}_2 + \text{CO}_2 = 1,8$	$\text{N}_2 + \text{O}_2 = 98,2$	—	St. Cl. Deville C. R. 1856, Vol. 43, p. 747.
Krater von Volcano	94°	—	—	$\text{SO}_2 = 62,3$	$\text{N}_2 = 81,3$ $\text{O}_2 = 6,4$	—	St. Cl. Deville C. R. 1856.
Fumarolen von San Germano	93°	—	—	—	CO_2 N_2 O_2 8,4 74,3 17,3	—	Vol. 43, p. 684
	93°	—	—	—	1,7 98,3	—	St. Cl. Deville Compt. rend. 1856, Vol. 43, p. 749
	93°	—	—	—	15,7 84,3	—	

Fumarole	Temperatur	Wasser	Chlorgruppe	Schwefelgruppe, CO ₂	Rest	Bemerkungen	Literatur
Fumarolen von San Germano	87—71°	—	—	Spur H ₂ S	CO ₂ 2,5 N ₂ 77,8 O ₂ 19,7	—	St. Cl. Deville Compt. rend. 1856, Vol. 43, p. 749
	83—82°	—	—	"	1,9 78,3 19,8	—	
	80,7—72°	—	—	"	7, 78,9 14,1 39,5 50,0 11,7 5,9 22,4	—	
Solfatara von Pozzuoli	93°	—	—	H ₂ S CO ₂ 21,6 71,67 10,42 79,17	N ₂ + O ₂ 6,66 10,41	—	Roth, Chem. Geol. III. p. 280
	91—90°	—	—	SO ₃ CO ₂ 1,8 2,5 2,7 16,5 0,8 4,3 22,6 3,0 59,4 9,8 10,1 8,8	N ₂ O ₂ 95,7 80,8 95,9 77,4 97,0 40,6 90,2 89,9 73,5 17,7	—	Saint Claire Deville ebenda
Santorin 1866	76—72°	—	—	H ₂ = 0,42	CO ₂ 5,88 N ₂ 74,71 O ₂ 18,99	—	Fouqué Santorin p. 222—228 Fouqué, Arch. miss. scientif. II. Ser. III. 1866, p. 199
	87°	—	—	H ₂ S = 17,55 Sp. Sp. 0,0 0,0	CO ₂ 77,02 N ₂ 4,73 O ₂ 0,7 86,76 72,34 38,79 57,42 3,79	—	
Insel Vulcano	86°	—	—	H ₂ S = 17,55 Sp. Sp. 0,0 0,0	CO ₂ 77,02 N ₂ 4,73 O ₂ 0,7 86,76 72,34 38,79 57,42 3,79	—	Roth, Allgem. Geol. III. p. 284
Nordostküste von Vulcano	86°	—	—	H ₂ S 17,55 CO ₂ 77,02 78—80	N ₂ 4,73 O ₂ 0,7 19,4—21,5 0,5—0,6	—	

Fumarole	Temperatur	Wasser	Chlorgruppe	Schwefelgruppe, CO ₂	Rest	Bemerkungen	Literatur
Pico de Teyde, 1862, Tenerife	86—74°	—	—	SO ₂ H ₂ S?	CO ₂	—	Brun, p. 202
Südfumarole	83°	76 75,1 71,7 73,5 69,5	—	—	CO ₂ 67,6 70,1 71,1 — — 67,03 70,08 63,9 63,9	—	"
Nordfumarole	—	—	—	—	CO ₂ N ₂ O ₂ 9,8 6,8 0,5 2,5 7,9	—	St. Cl. Deville C. R. 1856. Vol. 43, p. 685
Acqua bollente, Vulcano	84—82°	—	—	H ₂ S 82,8 89,6	N ₂ = 75,3 O ₂ = 15,6	—	C. R. Vol. 43. p. 535
Ätnakrater 1856	82,5°	—	—	CO ₂ = 9,3	CO ₂ = 15,09 N ₂ = 69,40 O ₂ = 15,51	—	Fouqué, Arch. miss. scientif. II. Ser. III. 1866, p. 202
Kleine Solfatara von Pozzuoli	77,5°	—	—	—	H ₂ CH ₄ N ₂ O ₂ 29,43 0,86 32,97 0,32 28,12 0,47 33,66 0,51 27,10 0,43 35,02 0,41 16,12 2,95 30,32 0,2 — 8,34 0,88 30,09 0,81 32,04 1,46 N ₂ = 75,1, O ₂ = 18,4	—	Fouqué Santor. p. 226—228
Santorin 1866	78°	—	—	H ₂ S = Sp. CO ₂ = " 36,42 " 37,24 " 37,04 " 50,41 " 90,78 " 35,60 SO ₂ = 6,5	—	—	"
"	75°	—	—	"	—	—	"
"	73°	—	—	"	—	—	"
"	69°	—	—	"	—	—	"
"	65°	—	—	"	—	—	"
"	61°	—	—	"	—	—	"
Ätnakrater 1856	60°	—	—	SO ₂ = 6,5	N ₂ = 75,1, O ₂ = 18,4	—	C. R. Vol. 43. p. 684.
Santorin 1866	60°	—	—	H ₂ S Spur " CO ₂ 0,07 1,49	H ₂ CH ₄ N ₂ O ₂ 1,62 0,42 21,56 76,04 0,0 0,42 79,64 18,45	—	Fouqué Santor. p. 226—228
"	50—66°	—	—	"	—	An der Oberfläche d. Meeres	"

Es sind nur solche Analysen aufgenommen, die Angaben über die Temperatur der Exhalation enthielten. Sie sind nach abnehmender Temperatur geordnet.

Durch zahllose Analysen von Fumarolengasen und deren Sublimationsprodukten sind folgende Stoffe und Verbindungen erkannt worden¹⁾:

1. Gruppe des Chlors.

Chlorwasserstoff HCl und eine Reihe von Chloriden, wie Chlor- Chlorgruppe.
natrium NaCl , Chlorkalium KCl , Salmiak NH_4Cl , Chlorokalzit CaCl_2 , Chlormagnesium MgCl_2 , Chloraluminium AlCl_3 , Eisenchlorür (Lawrenzit) FeCl_2 , Eisenchlorid (Molysit) FeCl_3 sowie zahlreiche andere Chloride von Pb , Cu , Ni , Co , Mn , Sn usw., letztere meist in geringen Mengen.

An die Gruppe des Chlors schliesst sich das Jod und Fluor mit seinen Verbindungen an, vor allem HF und Siliziumtetrafluorid SiF_4 , sowie zahlreiche Fluoride und Salze der Kieselfluorwasserstoffsäure.

2. Gruppe des Schwefels.

Schwefel in Dampf- und flüssiger Form, auch fest, Schwefelwasser- Schwefelgruppe.
stoff H_2S , schweflige Säure SO_2 und Schwefelsäure H_2SO_4 nebst deren Anhydrid SO_3 mit den entsprechenden Salzen.

In diese Gruppe gehören die Arsenverbindungen, besonders Realgar AsS , ferner Selen und Phosphor.

In einigen Fumarolen findet man Borsäure H_3BO_3 , die sich dann den Schwefel-Exhalationen beizugesellen pflegt. Sie wurde zuerst im Vulkano-
krater entdeckt, kommt aber auch gelegentlich in den Vesuvfumarolen vor. Bei 200° erscheint sie in geringen Mengen und wird erst bei 100° in stark schwefelabsetzenden Solfataren reichlich ausgehaucht.

3. Gruppe des Kohlenstoffs.

Unter den Kohlenstoffverbindungen herrscht die Kohlensäure CO_2 Kohlenstoff-
gruppe.
vor, sie ist eines der wichtigsten Fumarolengase. Daneben erscheint Kohlenoxyd CO , gewöhnlich in geringen Mengen. Dann ist zu nennen die Gruppe der Kohlenwasserstoffe, vor allem Methan CH_4 .

¹⁾ Zur schnellen und handlichen Bestimmung der Hauptfumarolengase im Felde schlägt Perret folgende Reagentien vor: für CO_2 Kalkwasser, für H_2S Bleiazetapapier, für SO_2 eine Mischung aus 3 Teilen Natriumnitroprussiat, 5 Teilen geschmolzenem Zinkchlorid und 3—4 Teilen Kaliumferrozyanid. Der hellgelbe Niederschlag ist lichtunempfindlich und färbt sich, auf Filtrierpapier ausgebreitet, mit Ammoniak benetzt, durch SO_2 purpurrot. Derselbe wird von HCl und HF nicht angegriffen. Für die Erkennung von HCl setzt man einen mit Silbernitrat überzogenen Glasstab der Fumarole aus und taucht ihn in verdünnte Salpetersäure. Das gebildete Silberchlorid fällt dann als weisser Niederschlag zu Boden. F. A. Perret, Vesuvius Characteristics and phenomena of the present Repos period. Am. Journ. of Sc. 178, 1909, S. 413—430.

Karbonate sind unter gewissen Verhältnissen das Ergebnis gegenseitiger Umsetzungen.

4. Sonstige Bestandteile.

Sonstige
Bestandteile.

Eine besondere Rolle spielen Wasser in Dampfform und im flüssigen Zustand, freier Wasserstoff H_2 , freier Stickstoff N_2 und Sauerstoff O_2 ; die beiden letzteren Gase erscheinen entweder in gleichem Mischungsverhältnis, wie in der Luft oder in abweichenden Verhältnissen. Endlich sind in einigen Fällen beim Stickstoff noch Beimengungen von Edelgasen, wie Argon, Helium gefunden worden. Sie mögen allgemein vorkommen, werden aber in den meisten Fällen analytisch nicht aufgesucht.

Brennbare Gase.

Brennbare Gase.

Von diesen Gasen sind CO , H_2S , S , H_2 , CH_4 und andere Kohlenwasserstoffe, brennbar. Sie rufen die Flammenerscheinungen, die häufig bei vulkanischen Ausbrüchen zur Beobachtung gelangen, hervor.

Die Gesetzmässigkeiten der chemischen Zusammensetzung.

Gesetzmässigkeiten der
chemischen Zusammensetzung.

In der chemischen Zusammensetzung der vulkanischen Exhalationen sind bestimmte Gesetzmässigkeiten zu erkennen, die auch die Beziehungen der Aushauchungen zu den von aussen herantretenden Stoffen regeln. Diese Gesetze sollen den Ausgangspunkt für die nachfolgenden Betrachtungen bilden.

Zwei derselben sind von grundlegender Bedeutung. Sie lassen sich in Kürze dahin zusammenfassen, dass alle Exhalationen desselben Vulkans einheitlich und in ihrer chemischen Zusammensetzung von der Temperatur abhängig sind.

1. Gesetz von der Einheitlichkeit der vulkanischen Exhalationen.

Gesetz von der
Einheitlichkeit
der Exhalation.

Die Exhalationen, die, wie oben gezeigt wurde, einen verschiedenen Ausgangspunkt nehmen, aus dem Krater, von Lavaströmen ausgehen oder durch Wiedererwärmen bzw. Oxydation usw. in Freiheit gesetzt werden, im Ruhezustand oder während des Ausbruches zum Vorschein kommen, bauen sich aus denselben Grundstoffen auf.

Nach Brun ist selbst die petrographische Beschaffenheit des Magmas ohne jeden Einfluss. Saure und basische Magmen hauchen dieselben Gase aus. Ebensovienig ergeben sich Unterschiede aus der geographischen Lage der verschiedenen Vulkane. Alle Exhalationen tragen ohne Unterschied denselben einheitlichen Charakter. Nach den neuesten Untersuchungen von Day und Shepherd, vgl. S. 567, am Kilauea will es jedoch

scheinen, als wenn sich diese Brunsche Fassung des Gesetzes nicht wird aufrechterhalten lassen. Die beiden amerikanischen Forscher konnten in den primären Exhalationen des Lavasees Halemaumau freies Chlor und Chlorwasserstoff nicht nachweisen. Das deutet darauf hin, dass die Exhalationen verschiedener Vulkane recht erheblich von einander abweichen können. Die bisher vorliegenden Erfahrungen reichen aber noch nicht aus, um schon jetzt ein bestimmtes Urteil zu fällen.

2. Gesetz der Abhängigkeit der chemischen Zusammensetzung der Exhalationen von der Temperatur.

Dieses Gesetz sagt aus, dass die Zusammensetzung der Exhalationen eine Funktion der Temperatur ist. Die Grundstoffe treten in Verbindungen auf, die von der Temperatur abhängig sind.

Gesetz der Abhängigkeit der chemischen Zusammensetzung der Exhalationen von der Temperatur.

Fumarolen und andere Exhalationen von hoher Temperatur haben eine andere Zusammensetzung als solche mittlerer und tiefer. Die heissesten Exhalationen sind häufig wasserfrei, und ihre Verbindungen gehören der Chlorgruppe an. Kühler sind die Aushauchungen der Schwefelgruppe. In dieser Weise folgen bei fallender Temperatur auf die SO_2 -Emanationen diejenigen von H_2S , während die Kohlenstoffgruppe noch länger anhält. Die verschiedenen Emanationen folgen aufeinander aber nicht so, dass bei einer scharfen Temperaturgrenze die eine Exhalation aufhört und die nächste sie ablöst, sondern die drei Gruppen treten teilweise nebeneinander auf; nur zeigt das Ende einer jeden Emmission eine bestimmte Reihenfolge in der Weise, dass die Exhalationen der Chlorgruppe zuerst, dann die der Schwefelgruppe und zuletzt die der Kohlenstoffgruppe mit der Zeit aufhören (9).

Da die Temperatur innerhalb eines Vulkans allgemein mit der Entfernung von dem tätigen Zentrum, das die höchste Temperatur besitzt, abnimmt und gleichzeitig mit der Zeit erheblichen Schwankungen unterworfen ist, so folgt weiter aus dem obigen Gesetz, dass die vulkanischen Aushauchungen ebenfalls mit Ort und Zeit in ihrer Zusammensetzung wechseln müssen. Deville hat diese Abhängigkeiten in folgende Form gekleidet:

Die Devilleschen Gesetze.

1. Bei einem tätigen Vulkan ändert sich zu einem gegebenen Zeitpunkt die Natur der Fumarolen mit der Entfernung vom eruptiven Zentrum.

1. Devillesches Gesetz. Verteilung der Fumarolen zu einem gegebenen Zeitpunkt.

Betrachten wir zunächst diese Beziehung.

Am Kilauea befindet sich das aktive Zentrum im Feuersee Halemaumau. Hier herrschen nach Brun Temperaturen von etwa 1260° . Zeitpunkt der Untersuchung war Juli-August 1910. Am Rand des

Fumarolen am Kilauea.

Pitkraters, etwa 80 m vom See, wurden Proben der weissen Dämpfe, die dem Feuersee entströmten, entnommen. Sie hatten die auf S. 89 angegebene Zusammensetzung: Chloride und Fluoride, freies Chlor und HCl, ferner SO_2 und die Gase der Kohlenstoffgruppe. Der Wassergehalt war geringer als in der umgebenden Luft, so dass die Exhalation selbst als wasserfrei angesehen werden muss. Im Abstand von 500 m folgt eine saure, nasse Fumarole.

In 2500 m Abstand zeigen die Fumarolen auf dem Lavafeld Temperaturen von $120-100^\circ$. In diesen Fumarolen stiegen zeitweilig bläuliche Dämpfe von Schwefel und Schwefelsäure auf. Die Fumarolenspalten enthielten Schwefel, lösliches Titansulfat, Eisen- und Kalziumsulfat.

Weiter im Abstand von 3500 m folgen die Solfataren der Sulfurbank mit Temperaturen von 80° , 84° , 88° , 90° und 96° . Aus den Blaslöchern entströmen schwache Ströme von CO_2 . Die Solfatara von 96° ergab an getrockneten Gasen:

CO_2	=	16	33	23,3	10,7	17	} Volumproz.
Luft	=	84	67	76,7	89,3	83	

Alle hauchten Schwefeldämpfe aus, aber kein SO_2 . Daran schlossen sich Fumarolen von 50° , die fast reines Wasser lieferten.

Fumarolen
am Papandajan.

Besonders gründlich hat Brun (4) den Vulkan Papandajan auf Java am 1. September 1908 untersucht. Dieser Vulkan hatte im Jahre 1776 seine letzte grosse Eruption. Er befindet sich zurzeit im Solfatarenzustand. Das aktive Zentrum im grossen Krater liegt in Fumarolen von 270° , die aus einem kleinen Krater zum Vorschein kommen. Die Mündung umgibt ein 10 cm breiter Kranz von fast reinem, rotbraunem Realgar, an dessen Peripherie sich der Schwefel verdichtet. HCl, S und SO_2 entweichen mit sehr geringem Druck.

In einem Abstand von nur 3—4 m ist diese heisseste Stelle von einem Kranz von Fumarolen von $240-250^\circ$ umgeben. Am Rande der heissen Zone beträgt die Temperatur nur noch 210° . Die Fumarolen sind sehr arm an Wasser.

Eine nasse Fumarole von 192° zeigte in Volumenprozenten folgende Zusammensetzung:

CO_2	=	16,8	24	10	17	} 63
SO_2	=	46,7	30	26	20	
O_2	=	5,1	8	13		
N_2	=	31,4	38	51		

Das Kondensationswasser ist sehr sauer, es enthält 4,630 g HCl in einem Liter, ausserdem SO_2 , aber keine Spur von H_2SO_4 . Ein beträchtlicher Anteil Ammoniak war nachweisbar.

Alle diese Fumarolen sind auf einen engen Raum beschränkt. Der heraufgebrachte Schwefel ergiesst sich über die Ränder und bildet braune Krusten; er entzündet sich und verbrennt zu SO_2 .

Jenseits der heissen Region in einer Entfernung von 25–30 m beginnen die Fumarolen beträchtlich kühler zu werden; sie sind reich an Wasserdampf, der unter hohem Druck steht. Das Wasser hat von Bestandteilen des Gesteins Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO und Na_2O in Lösung. Diese Fumarole war wenig konstant, zwei Tage später war sie erloschen, die Temperatur betrug nur noch 97° und der Druck war minimal. Auch die Fumarolen von 110° stehen unter hohem Druck. Unter starkem Geräusch strömen die Dämpfe aus und bringen Schwefelstaub mit herauf. Ähnlich verhalten sich Fumarolen von 100° .

Am Kraterrand, etwa 300 m vom Zentrum, treten heisse Quellen von 92° zutage.

Das Wasser ist sauer von HCl und setzt Schwefel ab. Kohlensäureblasen steigen auf, H_2S und H_2SO_4 bilden sich gelegentlich. 1 km vom Zentrum entfernt ist die Temperatur der heissen Bäche 37° . Das Wasser ist sauer und enthält Sulfate gelöst, die auch abgesetzt werden. Noch weiter sinken die Temperaturen auf 31° und 21° , das ist das Jahresmittel, herunter. Sie sind noch sauer von HCl und enthalten ausserdem CO_2 .

Das zweite Devillesche Gesetz lautet:

2. Bei einem tätigen Vulkan ändert sich die Natur der Emanationen an einem gegebenen Ort mit der Zeit, die vom Beginn der Eruption an verstreicht. Die zeitliche Beziehung ist in der oben mitgetheilten allgemeinen Fassung des Temperaturgesetzes enthalten. Nach beendiger Eruption kühlt sich der Vulkan ab. Die Geoisothermen hoher Temperatur sinken zur Tiefe. In demselben Maße zieht sich auch die Exhalation zurück, wie wir oben schon gesehen haben, in bestimmter Reihenfolge; zuerst hört die Emission der Chlorgruppe auf, dann folgt die Schwefelgruppe, zuletzt CO_2 mit seiner Gefolgschaft. Gleichzeitig gewinnt das Kondensationsgebiet an Umfang. Die bei hohen Temperaturen flüchtigen Bestandteile verdichten sich, sobald sie mit fallender Temperatur ihren Kondensationspunkt erreicht haben und schlagen sich an den kühleren Teilen des Vulkans nieder. Dies gilt in erster Linie für die Chloride und den Schwefel. Der Vulkankegel ist bei seinem Aufbau aus Lockerprodukten mit einem gewaltigen Absorptionsapparat zu vergleichen, der durch seine grosse Oberfläche vorzüglich zum Festhalten flüchtiger Stoffe geeignet ist.

II. Devillesches Gesetz. Änderung der Emanation an gegebenem Ort mit der Zeit.

Die langsamen und die durch den Luftsauerstoff eingeleiteten sekundären Exhalationen treten nunmehr in den Vordergrund. Dieses Gesetz besagt also, dass der Zustand des Vulkans mit der Zeit veränderlich ist.

In diesem Zusammenhang gelangt Brun zu einer schärferen Fassung des Begriffs der vulkanischen Phase.

Der jeweilige Zustand eines Vulkans, die vulkanische Phase, ist durch die höchste Temperatur bestimmt, die der Vulkan an einer Stelle seiner Oberfläche aufweist. In den oben mitgeteilten Beispielen war die Phase des Kilauea im Juli-August 1910 durch die Temperatur 1240° , die des Papandajan am 1. September 1908 durch 270° gegeben.

Diese Temperaturangabe genügt, um den Zustand eines Vulkans scharf zu charakterisieren.

Nach beendeter Eruption sinkt die vulkanische Phase. War es die letzte Eruption des Vulkans, so sinkt die Temperatur langsam auf die mittlere Bodentemperatur der betreffenden Gegend, und die Exhalationserscheinungen lassen ganz allmählich nach. Die Phasenveränderungen eines Vulkans bis zu seinem völligen Erlöschen können einen sehr langen Zeitraum umfassen. Bei periodisch tätigen Vulkanen sinkt die vulkanische Phase auf ein Temperaturminimum, das jedoch gewöhnlich über der mittleren Bodentemperatur liegt. Die abnehmenden Phasen werden durch zunehmende abgelöst, und die oben beschriebenen Exhalationserscheinungen werden rückläufig. Die Fumarolentätigkeit nimmt zu, ändert ihre Zusammensetzung mit steigender Temperatur, bis die kritische Phase des Ausbruchs von neuem einsetzt.

Sorgfältige, über längere Zeiträume sich erstreckende Temperaturbeobachtungen führen am besten in den inneren Mechanismus der Tätigkeit des Vulkans ein. Das sind Aufgaben, die allein Vulkanobservatorien lösen können.

Zu diesen beiden Grundgesetzen hat Brun noch ein drittes hinzugefügt, welches die Rolle des Wasserdampfs bei den vulkanischen Ausbruchserscheinungen feststellt. Es besagt folgendes:

3. Unabhängig von der geographischen Lage der Vulkane und unabhängig von der petrographischen Beschaffenheit seines Magmas ist die paroxysmale Phase stets wasserfrei.

Der Wassergehalt der nassen Fumarolen stammt demnach nicht aus dem Magma sondern aus der Atmosphäre. Dasselbe gilt für den grössten Teil des Sauerstoffes und auch teilweise für den Stickstoff. Auf die Beweise des Gesetzes braucht an dieser Stelle nicht mehr eingegangen zu werden, dieselben sind auf S. 86—91 ausführlich behandelt worden. Die Existenz trockner Fumarolen von hoher Temperatur wäre nicht verständlich, wenn der Wasserdampf ein regelmässiger, primärer Hauptbestandteil des Magmas wäre, denn als solcher wäre er sehr gut möglich, da seine Dissoziation erst bei sehr viel höheren Temperaturen,

Brunsches Gesetz: Paroxysmale Phase wasserfrei.

als sie das Magma auf der Oberfläche je erreicht, merkliche Werte erlangt. Beträgt doch der Zerfall in H_2 und O bei 2027° erst $2,6\%$.

Im Widerspruch zu dem Brunschen Gesetz steht die Feststellung Fouqués (3) am Ätna 1865, dass zahlreiche Fumarolen höchster Temperatur Wasserdampf enthalten. Diese Emanationen gehen von Blöcken, die aus dem Krater ausgeworfen wurden, von flüssigen Lavaströmen und deren Seitenmoränen aus.

Im November 1913 veröffentlichte Day und Shepherd (L'eau et les gaz magmatiques. Compt. rend. 157, 1913, S. 958—961) eine vorläufige Mitteilung, in der sie zeigten, dass vulkanische Exhalationen des Kilauea, die unmittelbar aus einer Gasblase aus dem Lavasee aufgefangen wurden und durch Luftsauerstoff noch nicht oxydiert sein konnten, tatsächlich Wasser enthielten. Sie fanden 50 ccm Wasser und in Volumenprozenten $SO_2 = 51,6\%$, $CO_2 = 30,8\%$, $CO = 5,5\%$. Weitere Analysen, die ein Jahr später ausgeführt wurden, ergaben

	I.	II.	III.	IV.	V.
$CO_2 =$	23,8	58,0	62,3	59,2	73,9
$CO =$	5,6	3,9	3,5	4,6	4,0
$H_2 =$	7,2	6,7	7,5	7,0	10,2
$N_2 =$	63,3	29,8	13,8	29,2	11,8
$SO_2 =$	—	1,5	12,8	—	—

Die im Wasser gelösten Stoffe hatten die Zusammensetzung:

Na ₂ O	= 0,0214	0,031	} Zum grösseren Teil aus den Wänden des Glas- gefässes und von Peles- haar herrührend.	
K ₂ O	= 0,0102	0,011		
Ca O	= 0,0120	0,014		
Fe ₂ O ₃	=	} 0,080		0,010
Al ₂ O ₃	=			
Cl	= 0,220	0,206		
F	= 0,565	0,492		
NH ₃	= 0,0018	—		
TiO ₂	= 0,005 ?	—		
S als SO ₂	= 0,480	—		

Auffallend ist das Fehlen von freiem Chlor und HCl, ferner der grössere Fluorgehalt. Dass Wasser ein magmatisches Reaktionsprodukt der Fluorgase sein kann, wurde S. 108 gezeigt. Diese letzten Untersuchungen lehren, dass das Brunsche Gesetz in diesem Umfang nicht zu halten ist.

Für die vadosc Natur eines grossen Teiles des Fumarolenwassers sprechen eine Reihe von Erscheinungen, die sich aus dem Fumarolenphänomen selbst herleiten lassen. In erster Linie ist hierher zu zählen die grosse Unbeständigkeit der nassen Fumarolen und ihr Dampfdruck; hängt

derselbe doch von dem Zufluss an vadosem Wasser ab. Das oben mitgeteilte Beispiel des Kilauea und Papandajan zeigt diese Abhängigkeit mit besonderer Klarheit. Die heisse Region des Vulkans ist trocken. Die feuchten Fumarolen umgeben dieselbe in einem gewissen Abstand. Das meteorische Wasser sinkt in den lockeren Vulkankegel und porösen vulkanischen Boden sehr schnell ein. Das zeigt die Wasserarmut vulkanischer Gegenden.

Abhängigkeit
der nassen
Fumarolen von
der Temperatur.

1. Die feuchten Fumarolen sind von der Temperatur (Phase) des Vulkans abhängig.

Die hohe Temperatur des Vulkans stellt dem von aussen eindringenden Wasser ein Hindernis entgegen. Das zeigt besonders deutlich Santorin.

Der Inselvulkan hatte seine letzte Eruption im Jahre 1866; 1904 besass er die Phase von 250° . Die heisse Region ist vollkommen trocken. Weder bei Tage noch bei Nacht ist in den geringsten Spuren Wasserdampf wahrnehmbar; diese Region wird von einem Kranz nasser Fumarolen von 55° umgeben. Die nächste gehört bereits dem Meere an. Saure Gase wie HCl und SO_2 lösen sich im Meereswasser auf, während CO_2 zum grössten Teil entweicht. Trotzdem der Vulkan mitten im Meere liegt, ist das trockene Gebiet grösser als das feuchte.

Am Papandajan stellt Brun fest, dass der Wasserdampf feuchter Fumarolen im Temperaturgebiet von 110° — 120° sein Maximum an Spannkraft erreicht. Die Isotherme von 120° hält bereits die Hauptmenge des vadosen Wassers zurück. Bis zu den Isothermen von 250 — 270° dringt dasselbe nur in geringen Mengen vor. 340° mag die äusserste Grenze darstellen. Es fragt sich jedoch, ob die hier gefundenen Grenzen allgemeine Gültigkeit besitzen, da der Zutritt des Wassers stark von örtlichen Verhältnissen beeinflusst wird.

Aus dem Brunschen Gesetz ergeben sich für das Auftreten nasser Fumarolen zwei weitere Beziehungen.

Abhängigkeit
der nassen
Fumarolen vom
Klima.

2. Die Intensität der feuchten Fumarolen nimmt proportional mit der Menge des jährlichen Regenfalls zu.

Stammt das Fumarolenwasser von aussen, so muss natürlich eine Beziehung zwischen dem Erscheinen der nassen Fumarolen und dem Klima bestehen, wie eine solche zu den gefallenem Regenmengen im einzelnen Fall erkennbar war, vgl. umstehende Tabelle.

Der Einfluss des Regenfalles ist besonders augenfällig am Kilauea. An einer nassen Fumarole, 500 m entfernt vom Halemaumau, fand Brun wenige Stunden nach einem Regenfall $\text{H}_2\text{O} = 30\%$, Luft $= 67\%$, $\text{CO}_2 = 3\%$; 20 Stunden später zeigte dieselbe Fumarole nur noch $\text{H}_2\text{O} = 8,5\%$, Luft $76,2\%$, $\text{CO}_2 = 15,3\%$.

Ort	Höhe des Regenfalls	Bemerkungen.
Timanfaya	Cap Juby, Marokko 75 mm	Keine nasse Fumarole.
Tenerife	Santa Cruz 292 "	Pico de Teyde, schwache Solfatarentätigkeit. Im Winter stärker als im Sommer.
	Puerto Orotava 417 "	
	Chasna 450 "	
Neapel	Neapel 947 "	Solfatara konstanter Tätigkeit.
Kilauea, Hawai . .	Volcano House 1884 "	Deutliche Abhängigkeit von Regenfällen.
Bromo, Java . . .	über 4000 "	Lebhafte Fumarolentätigkeit.

Weiterhin ist die äussere Form des Vulkans nicht ohne Einfluss auf das Erscheinen nasser Fumarolen. Man kann diese Beziehung in folgende Form kleiden:

3. Die verdampfte Wassermenge ist proportional dem Fassungsvermögen des Kraterbeckens für meteorische Gewässer.

Abhängigkeit
von der
Bergform.

Steil konische Berge mit kleinem Krater sind für die Entwicklung nasser Fumarolen sehr viel weniger geeignet, als solche mit Kratern von calderahaften Dimensionen.

Theorie der vulkanischen Exhalationen.

Die vulkanischen Exhalationen spielen sich auf der Erdoberfläche innerhalb eines Temperaturintervalls von 1300° bis herunter zur gewöhnlichen Temperatur ab. Die angegebene obere Grenze ist die empirisch höchste Temperatur, die man bei Magmen auf der Erdoberfläche festgestellt hat. Sie begrenzt natürlich die magmatische Gasentwicklung nicht nach oben.

Anfang und Ende
der Exhalation.

Die Gasaushauchung kommt, wie früher gezeigt wurde, durch Temperaturerniedrigung und Druckentlastung zustande. Sie wird beendet durch folgende Umstände:

1. Durch die fortschreitende Abkühlung.

Die glasige Erstarrung des Magmas fixiert die Gase in der jeweiligen Zusammensetzung, in der sie sich in diesem Augenblick befinden. Die zunehmende innere Reibung im Glase verhindert einmal ein Entweichen der flüchtigen Bestandteile, die in demselben gelöst bleiben, ferner kommen durch sie die Reaktionen zur Herstellung der Gleichgewichte zum Stillstand.

Fixierung der
Exhalation:
durch glasige
Erstarrung,

Die flüchtigen Bestandteile verdichten sich bei Temperaturerniedrigung und wechseln ihren Aggregatzustand. Mit dem Ende der dampf-

durch Verdichtung,

förmigen Phase hört ihre Beweglichkeit auf. Die Exhalation aller derjenigen Stoffe, die sich bis zu Atmosphärendruck unterhalb 1300^o verdichten lassen, kommt auf diese Weise zum Stillstand. Dies ist z. B. der Fall bei allen Salzen, Chloriden, Fluoriden, dem Schwefel usw.

2. Durch Lösung im Wasser.

Durch das Dazwischentreten des vadosen Wassers wird ein weiterer Teil der Exhalationen fixiert. Es sind das alle im Wasser löslichen Bestandteile. Das Wasser nimmt vor allem die Säuren auf, so HCl, SO₂, ferner H₂S, einen Teil von CO₂ usw.

Der Rest der permanenten Gase entweicht in die Atmosphäre, nämlich CO₂, soweit dieser Bestandteil nicht in Lösung geht, CO und die Gruppe der Kohlenwasserstoffe.

Solange die Exhalation im Gange ist, reagieren die Bestandteile aufeinander. Die Zusammensetzung der Gasgemische muss, falls sie Zeit genug haben, sich unter einander in ein chemisches Gleichgewicht zu setzen, eine Funktion von Druck und Temperatur sein.

Dieser im Prinzip klare Gestaltungsprozess der primären magmatischen Exhalationen erfährt weitere Komplikationen:

1. Durch das Eintreten des Wassers in dampfförmiger Phase. Dasselbe beteiligt sich vom Augenblick seines Dazwischentreten an den Reaktionen der Gasgemische, verändert die vorhandenen und erzeugt neue Verbindungen. Es wirkt vor allem oxydierend.

Das Wasser im flüssigen Zustand löst ferner die sublimierten Bestandteile der Exhalationen auf, die bereits zur geologischen Gestaltung gekommen sind. Zwischen letzteren und den gleichfalls gelösten Säuren finden weitere Umsätze statt, z. B. Bildung von Sulfaten aus den Chloriden unter der Wirkung freier Schwefelsäure usw.

2. Das Eintreten von Luftsauerstoff wirkt in ähnlicher Weise wie der Wasserdampf. Unter seinem Einfluss verbrennen die oxydierbaren Gase. Sehr gering dagegen ist die Einwirkung des Luftstickstoffs.

Eine andere Art der Komplikation erfährt die vulkanische Exhalation bei aufsteigender vulkanischer Phase. Den Gasen, die dem aufsteigenden Magma in normaler Weise durch Temperaturenniedrigung und Druckentlastung entweichen, gesellen sich alle die Gase und flüchtigen Bestandteile hinzu, welche bereits früher ausgehaucht und durch die glasige Erstarrung oder Sublimation fixiert waren. Durch die Wiedererwärmung werden dieselben in Freiheit gesetzt. Ihre Vereinigung mit den neuen primären Exhalationen wird auf deren Gleichgewichtszusammensetzung nicht ohne Einfluss bleiben.

Wieder anders muss sich die Exhalation im ruhenden Zustand des Vulkans gestalten, wenn die primäre Aushauchung ganz aufhört und an

durch Lösung
in Wasser.

Zwischenreaktionen:
durch vadoses Wasser.

durch Luft-
sauerstoff.

Exhalation im
Ruhezustand.

ihre Stelle die oben näher charakterisierte langsame und sekundäre Exhalation tritt.

Es sind nunmehr die drei Gruppen von Exhalationen im einzelnen zu betrachten, nämlich:

1. Die primären Exhalationen.

2. Die durch Wasserdampf und Luftsauerstoff gestörten primären Exhalationen.

3. Die langsamen und sekundären Exhalationen im Ruhezustand des Vulkans.

1. Die primären Exhalationen.

Zunächst ist zu untersuchen, welche Bestandteile der Exhalation ursprünglich dem Magma angehörten, dann wie weit ihr Existenzgebiet reicht. Es sei hierzu auf die Ausführungen des III. Kapitels von S. 99 ab verwiesen, die das wichtigste Material zur Lösung dieser Fragen enthalten.

Die primären
Exhalationen.

a) Die Chlorgruppe.

Als ursprüngliche Bestandteile des Magmas hat man die Chloride und Fluoride anzusehen. Sie sind etwa bis zu Temperaturen von 1500° nicht merklich dissoziiert. Das Chlornatrium, welches unter diesen Substanzen bei weitem vorwiegt, zeigt im reinen Zustand unter Atmosphärendruck bei 926° den Beginn des deutlichen Verdampfens. Bei Chloridgemischen tritt dieser Zeitpunkt schon früher ein, z. B. NaKCl_2 nach Brun bei 827° . Ca. 900° dürfte die Grenze sein, bis zu welcher die wichtigsten Chloridexhalationen andauern. Andere Chloride reichen aber noch sehr viel tiefer herab. So verdampft AlCl_3 bei $182,7^{\circ}$, FeCl_3 bei 100° . Unter den Chloriden nimmt der Salmiak eine Sonderstellung ein.

Chlorgruppe.

Das freie Chlor ist ebenfalls ein ursprünglicher magmatischer Bestandteil. Es mag aus dem Zerfall endothermer Verbindungen herrühren, die in den höheren Temperaturbereichen stabil sind. Man kann vor allem dabei an Chlorstickstoff oder analoge Verbindungen denken. Freies Chlor lässt sich nach dem Versuch von Brun aus den Gläsern nur bei deren Explosionspunkt extrahieren. Der Wasserdampf macht seinem Auftreten endgültig ein Ende, da es sich mit ihm weitgehend zu HCl umsetzt.

Chlor.

Primär kann ferner der Chlorwasserstoff sein. Bei 1227° sind $0,061\%$, bei 727° $0,00134\%$ dissoziiert¹⁾. Sein Bildungsgebiet aus den Elementen liegt weit über 1200° . Bunsen und Deville dachten sich den Übergang von den trockenen Fumarolen zu den nassen durch Einwirkung von Wasserdampf auf Chloride bei Gegenwart glühender Lava,

Chlorwasser-
stoff.

¹⁾ Landolt-Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen, 1912, S. 409.

welche das Alkalioxyd aufnimmt. Die Reaktion sollte folgenden Verlauf nehmen:



Da das Na_2O von der Lava aufgenommen wird, also aus der Reaktion verschwindet, so muss die Reaktion sehr weit nach rechts verlaufen. Wenn Wasser von Anfang an reichlich im Magma vorhanden wäre, so dürfte es unter diesen Umständen überhaupt nicht zur Aushauchung von NaCl kommen. Manche Auswürflinge zeigen auf ihrer Oberfläche eine irisierende Glasur. Dieselbe kann ähnlich wie die Glasur von Töpferwaren auf eine derartige Reaktion zurückgeführt werden.

Eine Zerlegung des Chlornatriums durch Wasserdampf mit oder ohne Sauerstoff gelingt nach Lange nur sehr unvollkommen. Bei Gegenwart von Kieselsäure, Tonerde oder sauren Silikaten und Aluminaten ist eine Entwicklung von HCl bei hoher Temperatur leichter möglich. In einer derartigen Wechselwirkung besteht bei Gegenwart von Wasserdampf in der Tat eine Quelle von HCl . Ein Teil des Chlorwasserstoffs wird sich demnach als Reaktionsprodukt auf Kosten der Chloride erst bilden.

Salmiak.

Salmiak ist neben Ammoniak die wichtigste Stickstoffverbindung der Exhalation. Ammoniak ist bei Temperaturen von 1300° sehr weitgehend dissoziiert. Es bildet sich von 350° abwärts aus Wasserstoff und Stickstoff. In diesem Temperaturgebiet können H_2 , N_2 und NH_3 noch nebeneinander vorkommen. Salmiak ist bei 350° fast völlig dissoziiert. Unter 350° tritt mit zunehmender Menge Salmiak neben NH_3 und HCl im Gleichgewicht auf. Bei 100° beginnt das Salz zu sublimieren. Das Existenzgebiet des Salmiaks liegt demnach zwischen 350° und 100° und umspannt ein relativ sehr kleines Intervall.

Die Möglichkeit der Salmiakbildung aus Luftstickstoff erblickt Deville in einer Reaktion von Melsens. Durch Überleiten von Wasserdampf, Schwefelwasserstoff und Salzsäure über einen porösen, glühenden Körper erhält man Salmiak und schweflige Säure.



Doch erscheint es sehr fraglich, ob diese Reaktion auf die Verhältnisse in der Natur übertragbar ist. Über die Bunsensche Erklärung des Salmiakgehalts der Lava vgl. die Bemerkungen auf S. 107.

Von den Exhalationen der Chlorgruppe reichen also die Chloride bis 800° , Chlor nicht sehr viel weiter, HCl über das ganze Temperaturgebiet. Salmiak erscheint erst unter 350° , von 200° bis 100° in größeren Mengen. Über 350° kommen NH_3 neben H_2 , N_2 und HCl vor.

b) Die Schwefelgruppe.

Schwefelgruppe.

Elementarer Schwefel ist ein primärer Bestandteil des Magmas oder ein Produkt der innerhalb desselben sich abspielenden Reaktionen.

Schwefel siedet unter Atmosphärendruck bei 444° , sein Schmelzpunkt ist ca. 110° .

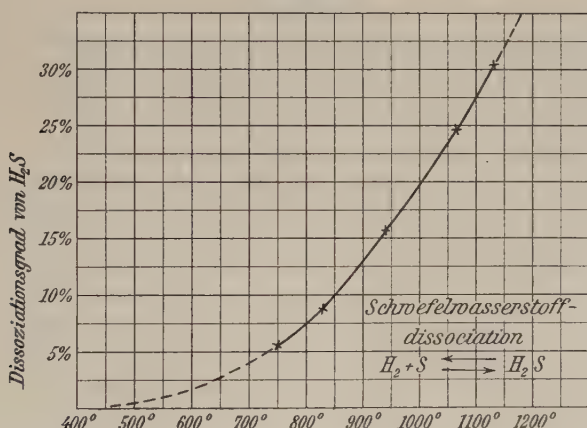
Von den gasförmigen Schwefelverbindungen kann Schwefelwasserstoff bis über 1300° vorkommen, er reicht also sehr weit hinauf. Das auf S. 117 mitgeteilte Gleichgewicht ist noch einmal von Preuner und Schupp (10) bestimmt und später von v. Wartenberg nach deren neueren Angaben berechnet worden. Es macht der Betrag an dissoziiertem H_2S aus:

bei:	750°	830°	945°	1065°	1132°
	5,5%	8,7%	15,6%	24,7%	30,7%

vgl. Diagramm Fig. 196.

Schwefel-
wasserstoff.

Fig. 196.



Nach den Angaben von W. von Wartenberg gezeichnet.

Danach ist bei 1100° nicht ganz ein Drittel des Gases zerfallen. Nach dem Verlauf der Kurve zu urteilen werden unter 400° die Dissoziationsbeträge unmerklich. Von 1300° bis ca. 400° bleibt H_2S neben H_2 und S bestehen. Ein Ende finden diese Exhalationen, sobald der Luftsauerstoff dazwischen tritt. Die primäre Natur des H_2S geht ferner aus dem Umstand hervor, dass submarine Ausbrüche im Zustand des Paroxysmus Schwefelwasserstoff neben H_2 exhalieren, da in diesen Fällen das Meereswasser die Oxydation verhindert hat. Fouqué konnte diese Gase in seinen über dem Meere aufgefangenen Proben nachweisen.

c) Die Kohlenstoffgruppe.

Von den Kohlenstoffverbindungen ist die Kohlensäure im ganzen Exhalationsgebiet stabil. Ihre Dissoziation ist so gering, dass sie keine Bedeutung erlangt. Für die Erzeugung von Kohlenoxyd kommt in

Kohlenstoff-
gruppe.

erster Linie das System $\text{CO}_2 + \text{C} = 2 \text{CO}$ in Frage. Die Gleichgewichtszusammensetzungen sind auf S. 110 mitgeteilt. Danach ist CO gleichfalls ein ursprünglicher Bestandteil des Magmas.

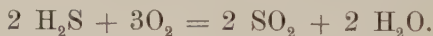
Das Entstehungsgebiet der Kohlenwasserstoffe, vor allem des Methan, beginnt bei 1200° , vgl. S. 111. Bei 500° sind bereits $62,53\%$ CH_4 , bei 300° $96,9\%$ gebildet. Methan kann ferner als Reaktionsprodukt von Kohlenoxyd und Wasserstoff auftreten.

Alle diese Bestandteile reagieren, so lange sie noch mit dem Magma selbst in Berührung stehen, mit dessen Komponenten. Vorzugsweise sind es die Eisenverbindungen, die in Reaktion treten.

2. Die durch Wasserdampf und Luftsauerstoff gestörten primären Exhalationen.

Der Wasserdampf übt auf die Chlorgruppe einen verhältnismässig geringen Einfluss aus. Er beendet nur die Emanation von freiem Chlor unter Bildung von Chlorwasserstoff. Die Chloride des Magnesium und des Eisen vermag er zu oxydieren, wobei sich wiederum HCl bildet. Sehr viel mehr macht sich der Einfluss von H_2O und O_2 auf die Schwefelgruppe bemerkbar. Der Luftsauerstoff verbrennt Schwefel zu schwefeliger Säure — die Entzündungstemperatur an der Luft liegt bei 270° — nach der Formel:

$\text{S} + \text{O}_2 = \text{SO}_2$, ebenso wird H_2S verbrannt:



Die schweflige Säure SO_2 schliesst die gleichzeitige Gegenwart von Schwefelwasserstoff aus. Beide setzen sich unter Schwefelabscheidung in folgender Weise um:

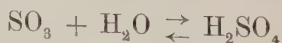


Bei viel Luft und wenig Wasser bildet sich Schwefelsäure. Die Reaktion ist folgende:



Bei viel Wasser, wenig Luft und elementarem Schwefel bildet sich Schwefelwasserstoff. In den Solfataren folgt auf die SO_2 -Exhalation häufig Schwefelwasserstoff. Beide Exhalationen wechseln auch gelegentlich. Diese Erscheinungen hängen offenbar von den miteinander in Reaktion tretenden Mengen Wasserdampf, Luftsauerstoff und Schwefel ab.

Was das Existenzgebiet der H_2SO_4 betrifft, so ist ihre Bildung nach der Formel:



durch Bodenstein und Katayama (11) untersucht.

Die durch
Wasserdampf
und Luftsauer-
stoff gestörten
Exhalationen.

$$\text{Die Gleichgewichtskonstante } K = \frac{C_{\text{SO}_2} \cdot C_{\text{H}_2\text{O}}}{C_{\text{H}_2\text{SO}_4}}$$

ist darstellbar durch die Funktion:

$$\lg K = -\frac{22\,850}{4,571\,T} + 0,75 \lg T - 0,00057\,T + 4,086.$$

Auf Grund der Versuche und Rechnung ist im Gleichgewicht vorhanden:

bei:	325°	350°	409°	483°
	65,58% H ₂ SO ₄	50% H ₂ SO ₄	18% H ₂ SO ₄	7% H ₂ SO ₄ .

Daraus ist zu entnehmen, dass 500° etwa die obere Grenze für das Auftreten von H₂SO₄ ist. SO₃ zerfällt weiter in SO₂ + O bei höheren Temperaturen.

Schwefelsäure erscheint bei fallender Temperatur in wachsenden Mengen neben SO₃.

Bunsen (1) leitete Schwefeldampf in der Glühhitze über Basalt; der Schwefel verbindet sich mit dem Eisenoxyd des Gesteins derart, dass ein Teil desselben zur Bildung von Schwefeleisen verwandelt wird, der andere Teil reisst den Sauerstoff an sich. Der Vorgang ist folgender:

Bunsens Erklärung der Schwefelfumarolen.



Leitete man jetzt Wasserdampf darüber, so oxydiert derselbe das Eisensulfid zu Eisenoxyduloxyd und entwickelt reichliche Mengen Schwefelwasserstoff.

Übersteigt die Temperatur nur wenig die Glühhitze, so zerfällt der Schwefelwasserstoff in seine Bestandteile und liefert Schwefel, der zu SO₂ verbrennt.

In der Natur stammt der Schwefel aus der Einwirkung der vulkanischen Hitze auf zersetzbare Schwefelverbindungen, er trifft in Dampfform auf das feste Gestein und oxydiert sich auf Kosten des Sauerstoffs des Eisens in der oben angegebenen Weise zu SO₂. In dieser Zone entsteht die schweflige Säure. Der Wasserdampf erzeugt mit Schwefeleisen Schwefelwasserstoff bei beginnender Rotglut. So löst H₂S die SO₂ ab. Beide Prozesse verlaufen ineinander. Je weiter die SO₂-Quelle in die Tiefe geht, desto mehr bilden sich unter dem Einfluss von H₂S Schwefelalkalien. Die Fumarolen werden alkalisch.

In dem Bunsenschen Versuch tritt der Wasserdampf erst später in Erscheinung, wäre er von Anfang anwesend, so würden die Reaktionen wohl kaum in dieser Weise verlaufen. Zudem darf die H₂S-Dissoziation nicht zur Erklärung herangezogen werden, da sie bei Glühhitze nur ca. 9% beträgt. Dauert die Solfatarentätigkeit sehr lange an, so wird man sich fragen, ob die von der Theorie geforderten beträchtlichen

Mengen an Schwefeleisen in dem bis zu grosser Tiefe zersetzten vulkanischen Boden vorhanden sind.

Bor-
verbindungen.

Wo Borsäure H_3BO_3 sich unter den vulkanischen Exhalationen findet, erscheint sie in Gesellschaft des Schwefels. Diese Paragenesis legt den Gedanken nahe, dass Schwefelbor B_2S_3 die ursprüngliche Substanz war. Borsulfid gibt mit Wasserdampf Schwefel und Schwefelwasserstoff:



Auf die Kohlenstoffgruppe wirkt der Luftsauerstoff durch Verbrennung von CO und CH_4 .

Im Temperaturgebiet der Salmiakaushauchung kann Wasser und Kohlensäure auf das System NH_3 , NH_4Cl , HCl unter Bildung von Ammoniumkarbonat $(NH_4)_2CO_3$ zur Entstehung alkalisch reagierender Fumariolen führen. Der Grund für die alkalische Reaktion ist der unvollständige Verlauf der Reaktion:



3. Die Exhalationen im Ruhezustand des Vulkans.

Exhalationen im
Ruhezustand
des Vulkans.

Vulkane, die ihre paroxysmale Tätigkeit vollständig eingestellt haben, hauchen in Solfataren noch sehr lange Gase aus. Die Temperaturen derartiger Exhalationen bleiben unter 200° . Sie sind durch das Fehlen der Chlorgruppe ausgezeichnet. Bunsen erklärt das Verschwinden der Chlorgruppe durch die chemische Wirkung der starken Säure HCl auf das feste Gestein. Dieselbe wird restlos aufgebraucht, indem sie mit den Basen der Gesteine Salze bildet, die bei den niedrigen Temperaturen nicht mehr flüchtig sind und in der Tiefe sublimieren. Diese Erklärung will nicht befriedigen. Bei der ausserordentlich langen Dauer der Exhalationen müsste sich, sobald alle zersetzbaren Gesteine längs der Exhalationsbahn umgewandelt sind, die HCl -Emanation offenbar wieder einstellen.

Es kommen vielmehr für diese letzte Periode eines erlöschenden Vulkans primäre Exhalationen überhaupt nicht mehr in Frage, sondern allein nur noch die langsamen und vor allem die sekundären Exhalationen, die bekanntlich eine Folge der Oxydation sind.

Ein Blick auf die Analysentabellen von Chamberlin, Gautier u. a. S. 73—74, welche alle die aus den Eruptivgesteinen bei kräftiger Rotglut zu extrahierenden Gasbestandteile enthalten, lehrt eine auffällige Tatsache. Alle Bestandteile vulkanischer Exhalationen sind darunter vertreten, nur das Chlor und seine Verbindungen fehlen. Chlor entweicht aus den vulkanischen Produkten erst, wenn die Temperatur bis zum Explosionspunkt gesteigert wird, wie Brun gezeigt hat.

Gesteine, die lange Zeit bei hohen Temperaturen, aber unter dem

Explosionspunkt bleiben, geben langsam alle ihre Bestandteile mit Ausnahme des Chlors ab.

Die Reihenfolge der Emission ist auf S. 80 angegeben:

bei 400° CO_2 und H_2S

bei 500° CO

und später freier Wasserstoff und Methan.

Methan kann ein Reaktionsprodukt zwischen CO und H_2 sein. Diese Reaktionen wären zur Erklärung gewisser Petroleumlagerstätten in der Nähe vulkanischer Gebiete zu beachten.

Die Zusammensetzung der sekundären Exhalation zeigt ebenfalls die Abwesenheit der Chlorgruppe. Hier erscheinen Chlorverbindungen erst wenn die Oxydation eingeleitet wurde, ohne dass vorher die primären Gase vertrieben wurden.

Das Verschwinden der Exhalationen der Chlorgruppe aus den Solfatarengasen der ausklingenden vulkanischen Phasen erklärt sich also durch das besondere Verhalten der langsamen und sekundären Exhalation. Das Chlor ist der wichtigste Bestandteil der primären Exhalation. Sein Fehlen kann damit zu einem der Merkmale werden, ob ein Vulkan erloschen ist oder nicht. Denn hat ein Vulkanherd sich soweit abgekühlt, dass seine Explosionstemperatur nirgends mehr erreicht wird, ist er mit anderen Worten erloschen, so hört diese Exhalation auf. Die übrigen dauern fort, bis die Abkühlung eine vollständige ist.

Die langandauernde Konstanz der Solfataren endlich wird auf diese Weise ebenfalls leichter verständlich.

Klassifikation der Fumarolen und Solfataren.

Der erste Versuch einer Systematik der Fumarolen und Solfataren rührt von Saint Claire Deville (2) her.

Deville'sche Einteilung.

Er unterschied folgende 6 Kategorien:

1. Trockene Fumarolen, nämlich Aushauchungen der Chloride von Na, K, Fe, Ca, Mn.
2. Exhalationen von Ammoniaksalzen mit Wasserdampf.
3. Fumarolen aus HCl , SO_2 mit viel Wasserdampf.
4. Fumarolen aus Wasserdampf mit geringem Gehalt von SO_2 und S.
5. Reine Wasserdampfaushauchungen.
6. Mofetten.

Nachdem die Erfahrungen von Fouqué (3) hinzukamen, vereinigte man die obigen 6 Gruppen zu 4 Kategorien und unterschied:

Deville-Fouqué'sche Einteilung.

1. Fumarolen I. Ordnung.

Sie sind gewöhnlich trocken und neutral und bestehen in der Hauptsache aus Chlorverbindungen von Natrium und Kalium. Sie gehen nur von glühender Lava aus.

2. Fumarolen II. Ordnung.

Sie sind sauer und bestehen aus Wasserdampf in reichlichen Mengen, Salzsäure und schwefliger Säure. Ausserdem finden sich Eisenchlorid und seine oxydischen Umwandlungsprodukte, ferner Salmiak ein. Die Temperatur hält sich zwischen 400° und 500° .

3. Fumarolen III. Ordnung.

Dieselben sind alkalisch. Neben Salmiak erscheint Ammoniumkarbonat, dessen teilweiser Zerfall zu Ammoniak die alkalische Reaktion bedingt, ausserdem entweder Schwefelwasserstoff oder schweflige Säure. Wasserdampf ist wiederum der Hauptbestandteil. Die Temperatur liegt in der Nähe von 100° . Unter 100° scheidet sich Schwefel ab.

4. Fumarolen IV. Ordnung.

Kalte Fumarolen und Mofetten. Fast reiner Wasserdampf mit oder ohne Kohlensäure setzt diese Exhalation zusammen, dazu gesellen sich Schwefelwasserstoff, freier Wasserstoff und Kohlenwasserstoffe. Dominiert die Kohlensäure über den Wasserdampf bis zu dessen völligem Verschwinden, so nennt man die Exhalation eine Mofette. Die Temperatur liegt bei 100° und darunter.

Diese Deville-Fouquésche Einteilung charakterisiert treffend die wichtigsten Gruppen der vulkanischen Exhalation und ist allgemein angenommen worden. Sie dient allen nachfolgenden Versuchen, die Gliederung zu erweitern, als Grundlage.

Ihr gegenüber bedeutet Palmieris (12) Einteilung in „leukolithische“ und „kroikolithische“ Fumarolen keinen Fortschritt. Die ersteren gehen von der glühenden Lava aus und setzen weisse Salzinkrustationen ab — daher der Name —, sie decken sich mit den Fumarolen I. Ordnung. Letztere setzen farbige Sublimationsprodukte ab.

O. Silvestri (13) gliedert die Exhalationen nach der Folge ihres Erscheinens mit sinkender Temperatur in folgende 4 Kategorien.

1. Kochsalzfumarolen. Temperatur gegen 1000° . Sie sind sauer, setzen Chlornatrium in grossen Quantitäten ab, ferner Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , CuCl_2 usw. Wasser und HCl , ferner CO_2 und SO_2 werden unter den gasförmigen Bestandteilen angegeben.

Einteilung von
Palmieri.

Einteilung von
Silvestri.

2. Salmiakfumarolen.

Hier lassen sich 2 Untergruppen abtrennen:

a) Saure Salmiakfumarolen. Temperatur ca. 350°.

Sie bestehen aus Wasserdampf, reichlich HCl, SO₂, CO₂ und sauerstoffarmer Luft.

Sie setzen Salmiak, Molysit FeCl₃, Eisenglanz Fe₂O₃ und zuletzt Schwefel ab.

b) Alkalische Salmiakfumarolen. Temperatur 216°.

Ihre Bestandteile sind Wasserdampf, SO₂ und H₂S, CO₂ und sauerstoffarme Luft. Die Absätze bestehen aus (NH₄)₂SO₄ und (NH₄)₂CO₃. Sie erscheinen reichlich auf Lavaströmen, selten dagegen im Krater.

3. Nasse neutrale Fumarolen. Temperatur 80°. Wasserdampf mit Spuren von CO₂ sind die einzigen Bestandteile. Sie kommen ebensogut im Krater wie auf Lava vor.

4. Kohlensäurefumarolen. Temperatur 80°.

Die Bestandteile sind H₂O, CO₂, Spuren von HCl, SO₂ und H₂S. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf Kraterfumarolen.

Die Vierteilung kehrt in allen neueren Gliederungen wieder. Lacroix (14) gibt 1907 folgende Einteilung für die Vesuvfumarolen.

1. Kalium- und Natriumsalzfumarolen. Sie sind nur auf glühender Lava anzutreffen und enthalten ausserdem HCl und SO₂. Lacroix gibt mit Fouqué (3) auch Wasserdampf als Bestandteil an. 655°, der Schmelzpunkt des Eutektikums NaCl · KCl, ist nach Lacroix die untere Grenze für den Existenzbereich dieser Fumarolen.

Einteilung von
Lacroix.

Die Sublimationsprodukte sind Alkalichloride und -sulfate, Aphtihalit, Eisenglanz, Melanothallit, Cotunnit, Bleiglanz, Magnetkies, Palmierit und Anglesit, ferner Steinsalz, Sylvit, Chloromanganokalit, Anhydrit und Belonesit, Trona und Thermonatrit.

2. Saure Fumarolen. Temperatur nicht über 412°. Anfangs herrscht HCl vor, später SO₂.

Die aus der Einwirkung der Gase auf das Nebengestein entstehenden Produkte treten in den Vordergrund. Dieselbe ist dort am stärksten, wo das Wasser sich zu kondensieren beginnt, also nicht an den heissesten Stellen.

Die Sublimationsprodukte sind Alkalichloride, Erythrosiderit, Chloroaluminat, Realgar, Schwefel usw.

3. Salmiakfumarolen. Die Temperatur liegt etwa bei 100°, übersteigt jedenfalls 200° nicht.

Die Absätze bestehen hauptsächlich aus Salmiak, der häufig fluorhaltig ist.

4. Schwefelwasserstofffumarolen. Temperatur 100°. Die Absätze sind Schwefel, Gips, Opal.

Alle Einteilungsversuche lassen erkennen, dass eigentlich nur die erste Kategorie der Salzfumarolen, Fumarolen I. Ordnung oder wie sie sonst genannt werden, allgemein verbreitet und auf ein scharf begrenztes Temperaturgebiet stets beschränkt bleiben. Sehr viel abwechselungsreicher gestalten sich die übrigen Kategorien. Bei 100° z. B. tragen die Aushauchungen an der einen Stelle den Charakter der Salmiakfumarole, an der anderen den einer Schwefelwasserstofffumarole und an einer dritten Stelle wird bei derselben Temperatur Wasserdampf mit Säuren ausgehaucht oder es erscheint nur reiner Wasserdampf.

Die Zusammen-
setzung der vul-
kanischen Ex-
halation als
Funktion der
chemischen
Gleichgewichte
und
Temperaturen.

Je nach der Beschaffenheit der zur Exhalation gelangenden Gase, ihrer Mengenverhältnisse und äusseren Begleitumstände sind eine ganze Reihe von Kombinationen möglich. Dieselben lassen sich übersehen, wenn das Existenzgebiet der verschiedenen Exhalationen und ihrer gegenseitigen Reaktionsprodukte festgelegt ist. Eine zweite Vorbedingung ist die richtige Erkenntnis der Rolle des Wasserdampfes und Sauerstoffs bei den vulkanischen Exhalationen. Das bisher beigebrachte Beweismaterial zwingt zu dem Schluss, in diesen Stoffen eine vorwiegend von aussen herantretende Komplikation zu erblicken.

Die umstehende Tabelle stellt einen Versuch dar, das Existenzgebiet der Exhalationen und deren wechselseitige Reaktionsprodukte als Temperaturfunktion, soweit es nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis überhaupt möglich ist, zur Darstellung zu bringen. Diese Tabelle erhebt nicht den Anspruch, in der Begrenzung der Gebiete ganz gesichert zu sein. Um ein derartiges Ziel zu erreichen, bedarf es noch zahlreicher quantitativer Untersuchungen über die Reaktionsgleichgewichte bei den verschiedenen Temperaturen. Auf diesem Gebiet sind die Untersuchungen noch nicht über den ersten Anfang hinausgekommen. Der Einfluss des Druckes ist nicht berücksichtigt. Er lässt sich nach dem im Kapitel III entwickelten allgemeinen Prinzipien übersehen. Trotz dieser Unvollkommenheiten kann die Übersichtstabelle zur Orientierung über die mannigfachen Kombinationen gute Dienste leisten. Die vertikalen Striche geben das Existenzgebiet der einzelnen Verbindungen an.

Es beginnt mit der Temperatur, bei welcher die Dissoziation eine nahezu vollständige wird und hört bei kondensierbaren Stoffen mit dem Ende der Dampfphase auf. Wasserdampf, soweit er nicht primär ist, und Sauerstoff treten von aussen heran und bereiten gewissen Exhalationen ein Ende, z. B. durch Verbrennung oxydierbarer Gase usw. Das Hinzutreten dieser beiden Stoffe von aussen an die Exhalation erfolgt natürlich nicht bei einer bestimmten Temperatur. Die Gase, die von einem 1200° heissen Lava-see ausgehaucht werden und mit dem Sauerstoff und Wasserdampf der Luft in Berührung kommen, gehen bereits bei diesen Temperaturen mit ihnen Verbindungen ein. Liegen die örtlichen Begleitumstände, wie bei sub-

marinen Exhalationen so, dass der Luftsauerstoff lange ferngehalten wird, so findet die Oxydation, wenn überhaupt, bei sehr tiefen Temperaturen statt. Um einen Anfangspunkt für die Zwischenreaktionen des Wasser- und Sauerstoffs anzunehmen, ist die kritische Temperatur des Vulkans, die Temperatur der paroxysmalen Phase gewählt worden.

Die Benutzung der Tabelle sei an zwei Beispielen erläutert. Bei 1000° können vorkommen:

NaCl, Cl₂, HCl, N₂, H₂, H₂S, S, CO₂ geringe Mengen CH₄, CO. Von diesen Substanzen schliessen sich gegenseitig aus Cl₂, H₂, CH₄, CO. Alle diese Stoffe brauchen auch nicht von Anfang an zugegen gewesen sein. Wasser und Sauerstoff entfernen Cl₂, H₂, H₂S, S, CH₄ und CO und lassen ihre Oxydationsprodukte an die Stelle treten. Bei 100° z. B. sind möglich: HCl, N₂, NH₄Cl, NH₃, H₂O, H₂, H₂SO₄, (NH₄)₂CO₃, SO₃, H₂S, S, SO₂, CO₂, CH₄, H₂, CO. Auch von diesen Stoffen schliessen sich wieder eine ganze Anzahl gegenseitig aus, z. B. (NH₄)₂CO₃ und freie Säuren HCl, H₂SO₄ usw. Die Zusammensetzung wechselt mit der Beschaffenheit der ursprünglichen Reaktionsmengen und den Sauerstoff- und Wassermengen, die hinzutreten. Die wichtigsten Stoffe sind durch kräftig ausgezogene Linien markiert. Es sind das NaCl, HCl, SO₂, CO₂.

Gliederung der
vulkanischen
Exhalationen.

Nach den vorangehenden Ausführungen muss eine allgemein gültige Gliederung der vulkanischen Exhalationen die primären Aushauchungen eines tätigen Vulkans von den langsamen und sekundären Aushauchungen eines ruhenden oder erloschenen Vulkans trennen. Bezeichnet man erstere als Fumarolentätigkeit, letztere als Solfatarentätigkeit, so entsprechen die so abgegrenzten Begriffe dem Sprachgebrauch nahezu vollständig. Wir gelangen zu folgender Gliederung:

I. Fumarolentätigkeit.

Exhalationen des tätigen Vulkans, primäre Exhalationen und ihre Reaktionsprodukte.

1. Salzfumarolen (Chloridfumarolen).

Sie bestehen aus Chloriden, ausserdem aus HCl, SO₂ und CO₂. Wasserdampf fehlt zum Teil. Dass die heissesten Fumarolen auch Wasserdampf enthalten, hat Fouqué (3) am Ätna, Day und Sheperd am Kilauea festgestellt. Wasser kann, ohne ein primärer magmatischer Bestandteil zu sein, aber auch als Reaktionsprodukt auftreten, oder seine Gegenwart ist durch lokale Verhältnisse bedingt. Salzfumarolen sind die Exhalationen der paroxysmalen Phase, die Aushauchungen glühender Auswürflinge und glühender Lava. Ende der Exhalation bei etwa 800°.

2. Saure Fumarolen.

HCl herrscht vor, es wird bei fallender Temperatur von SO_2 verdrängt. Wasser ist in wechselnden Mengen vorhanden. Leicht flüchtige Chloride wie Salmiak, Molysit usw. kommen bei tieferen Temperaturen hinzu. Die heisseren Fumarolen (über 500°) sind bisweilen wasserfrei. Die sauren Fumarolen können im ganzen Temperaturbereich auftreten. Im Temperaturgebiet von $500\text{--}400^\circ$ und noch darunter sind sie am häufigsten. Sie gehen von Lavaströmen und vom Krater aus.

3. Alkalische Salmiakfumarolen.

Temperaturgebiet $200\text{--}100^\circ$. Salmiak, kohlensaures Ammon, CO_2 und H_2S mit Wasser.

4. Schwefelwasserstofffumarolen.

Wasser und Schwefelwasserstoff, auch Kohlensäure. Temperatur etwa 100° .

5. Reine Wasserdampffumarolen.

Reiner Wasserdampf mit oder ohne CO_2 . Temperatur 100° und weniger.

II. Solfatarentätigkeit.

Temperatur $200\text{--}100^\circ$ und darunter. Exhalationen des ruhenden Vulkans.

1. Saure Solfataren.

Wasserdampf, schweflige Säure und Schwefelsäure, Kohlensäure.

2. Schwefelwasserstoffsolfataren.

Schwefelwasserstoff, Wasserdampf, Kohlensäure.

3. Kohlensäuresolfataren.

Kohlensäure und Wasserdampf.

4. Mofetten.

Trockene Kohlensäureaushauchungen. Freier Wasserstoff, Kohlenwasserstoffe, Stickstoff begleiten in kleineren Mengen die genannten Hauptbestandteile.

Zersetzung der Gesteine durch Fumarolengase.

Die sauren Fumarolengase zersetzen tiefgreifend das Gestein, mit dem sie in Berührung kommen. Die starken Mineralsäuren, wie Salzsäure, vor allem Schwefelsäure, aber auch schweflige Säure greifen bei hohen Temperaturen alle Silikate mit der Zeit kräftig an. Die Fluorgase

Zersetzung der
Gesteine durch
Fumarolengase.

endlich sind, wenn sie auch gewöhnlich in geringer Menge erscheinen, infolge ihrer besonderen Verwandtschaft zur Kieselsäure energisch wirkende Agentien, die zusammen mit dem unter Druck stehenden Wasserdampf bei hoher Temperatur alle Silikate aufschliessen.

Der Vorgang der Gesteinszersetzung läuft darauf hinaus, dass dem Gestein alle Basen entzogen und als Chloride oder Sulfate in eine lösliche Form übergeführt werden. Diese Stoffe gesellen sich zu den Fumarolenprodukten und treten mit denselben in mannigfaltige Wechselwirkung. Die Kieselsäure, die auf diese Weise ihrer Basen beraubt wurde, bleibt als Opal, Chalzedon, Quarz zurück, entweder allein oder vermengt mit den übrigen Zersetzungsprodukten.

Diese Kieselsäure ist in heissem Wasser erheblich löslich, in noch höherem Grade durch Alkalikarbonate. Die Lösungen setzen ihre gelösten Bestandteile an anderer Stelle wieder ab und bewirken Verkieselungen der Gesteine.

Treffen Fumarolengase auf Tongesteine, so bilden sich Tonerdesulfate wie Alunogen $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 + 18\text{H}_2\text{O}$, Alunit $\text{K}_2\text{Al}_6(\text{OH})_{12}[\text{SO}_4]_4$ und Alaun $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 + 24\text{H}_2\text{O}$ und andere. Kalke werden in Gips umgewandelt. Unter dem Einfluss des H_2S entstehen Metallsulfide, zumal des Eisens.

Die durch vulkanische Exhalationen umgewandelten Gesteine erscheinen weiss oder gelb gebleicht und sind zellig zerfressen. Gelegentlich erinnern sie an helle, bunte tuff- oder tonähnliche Massen, in denen vereinzelte schwer angreifbare Mineralien noch unverseht erhalten sind, während die Hauptmasse weich und morsch ist. Die Fumarolenzersetzung unterscheidet sich von der gewöhnlichen atmosphärischen Verwitterung hauptsächlich dadurch, dass bei ihr auch die sonst unlöslich zurückbleibenden Silikate und Sesquioxyde von Aluminium und Eisen in eine lösliche Salzverbindung übergeführt und ausgelaugt werden. Im übrigen sind es dieselben Vorgänge, nämlich Oxydation, Karbonat- und Hydratbildung, die sich hierbei abspielen. Mit Rücksicht auf die hohe Temperatur und die Einwirkung starker Säuren ist die Umwandlung jedoch eine sehr viel intensivere.

Im Basalt von Royat, Puy de Dôme konnte Lacroix (15) an den Mineralneubildungen deutlich die Bahn verfolgen, die die alte Fumarole durch die wechselnden Lagen von Basalten und Tuffen genommen hat. Die Neubildungen sind von der Beschaffenheit des Gesteins abhängig. Im Basalt hatten sich Eisenglanz, Magnetit, Pyroxen, feine Blättchen von Biotit neugebildet. Die Aschen- und Bimssteinlagen sind besonders stark beeinflusst. Die Neubildungen sind von feinen Glimmerschüppchen überpudert, es sind Eisenglanz, basischer Plagioklas. Noch grösser sind die neu-entstandenen Mineralien an der Oberfläche der aus der Tiefe stammenden

Einschlüsse (Bruchstücke von Feldspat, Quarz, Granit, Sandstein) entwickelt. Es sind goldgelber Pyroxen, Apatit, Natronorthoklas, Pseudobrookit, Eisenglanz und Magnetit.

Der Mineralreichtum der Tuffe von Nocera in Campanien ist sehr wahrscheinlich auf ähnliche Ursachen zurückzuführen.

Die Sublimationsprodukte.

Die Absätze der Fumarolen und Solfataren sind gewöhnlich krustenförmige Mineralgemenge, aus denen die einzelnen Komponenten erst isoliert werden müssen (16—19). Die chemische Analyse derselben ist daher meistens nur eine Bauschanalyse. Bei der leichten Löslichkeit der Mehrzahl der Salze lässt sich eine Trennung durch Lösung und Wiederauskristallisieren leicht durchführen. Doch die auf diesem Wege wiedererhaltenen Salze bieten keine Gewähr, dass sie noch dieselben Verbindungen wie ursprünglich sind. Lacroix hat die in der Petrographie üblichen optischen Untersuchungsmethoden mit grossem Erfolg auch bei den Fumarolenprodukten zur Anwendung gebracht. Die Dünnschliffe müssen unter Vermeidung von Wasser mit indifferenten Schleifmitteln hergestellt und mit Kanadabalsam aufgekittet werden.

Die
Sublimations-
produkte.

Chloride.

Chlornatrium, NaCl , regulär-holoëdrisch. Es kommt gewöhnlich als Sublimationsprodukt von Krater- und Lavafumarolen vor und bildet Effloreszenzen, Überzüge und Stalaktiten oder kleine Würfel. Grössere Kristalle (100) mit (111) sind selten. Das sublimierte Steinsalz ist besonders am Vesuv kalihaltig. Groth beschreibt vom Vesuv 1906 ein Doppelsalz unter dem Namen **Chlornatrokalit**, $\text{NaCl} \cdot 6\text{KCl}$, das aber von anderer Seite als ein Gemenge aufgefasst wird. Spencer (20) gibt folgendes Unterscheidungsmerkmal von Chlornatrium und Sylvin an: ersteres zeigt farblose Würfel mit der Dichte 2,15 und dem Brechungsvermögen 1,547, letzteres dagegen besitzt im durchfallenden Licht eine gelbliche Farbe und opalisiert im auffallenden Licht bläulich; Dichte 1,99, Brechungsvermögen 1,491.

Chlornatrium.

Chlornatrokalit.

Chlorkalium, **Sylvin**, KCl , regulär-gyroëdrisch, wie Chlornatrium ein Fumarolenprodukt (19).

Chlorkalium.

Chlorammonium, **Ammoniumchlorid**, **Salmiak**, NH_4Cl , regulär-gyroëdrisch. Kristalle gewöhnlich ikositetraëdrisch (211) und (110), häufig auf Laven, wo es sich einige Zeit nach der Erstarrung bildet, ferner in Rissen und Hohlräumen in Form von Kristallen, oder dendritischen und faserigen Aggregaten, durch FeCl_3 oder Kohlen-

Chlor-
ammonium.

wasserstoffe gelb gefärbt. Das Salz sublimiert aus heissen Fumarolen in durchsichtigen Kristallen; dieselben bleiben durchsichtig, wenn man sie gleich nach der Entnahme in Watte verpackt und vor zu plötzlicher Abkühlung bewahrt. An der Luft rasch abgekühlt, bekommen sie nämlich unter hörbarem Knistern Sprünge und verlieren dabei die Durchsichtigkeit. Dichte 1,528, Brechungsvermögen 1,64.

Chlor-
magnesium,
Chloromagnesit.

Chlormagnesium, Magnesiumchlorid, MgCl_2 ,

Lawrenzit.

Chloromagnesit, $\text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$, wahrscheinlich hexagonal, optisch einachsig von negativem Charakter der Doppelbrechung. Isomorph mit dem ebenfalls optisch negativen, einachsigen, wenig beständigen FeCl_2 (Lawrenzit). Beide Salze sind dem Chlornatrium beigemischt.

Chlorokalzit.

Chlorkalzium, Kalziumchlorid, Chlorokalzit, CaCl_2 , regulär, wurde in grosser Menge mit Chloriden von K, Na und Mn von Scacchi bei der Vesuveruption von 1872 festgestellt. Seine Bildung gehörte dem Beginn der Eruption an.

Im Krater von Barren Island lieferte die Solfatara rote und orange-farbene, zerfliessliche Krusten aus CaCl_2 mit Eisenoxyd und einem basischen Aluminiumsulfat. Dichte 2,16.

Chloraluminit.

Chloraluminit, Chloraluminium, $\text{AlCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, wurde von Scacchi zusammen mit Molysit FeCl_3 und Chloromagnesit unter den Produkten der Vesuveruption von 1872 entdeckt. Lacroix fand es 1906 wieder. Kristallsystem¹ hexagonal-rhomboëdrisch, stumpfe Rhomboëder mit Basis, stark doppelbrechend, einachsig negativ.

Kotunnit.

Chlorblei, Kotunnit, PbCl_2 , rhombisch. Kristalle taflig nach 010, gestreckt nach \bar{a} oder \bar{c} mit (101) und (111). Doppelbrechung positiv, $\bar{a} = c$, $\bar{b} = b$, $\bar{c} = a$, $\alpha = 2,1992$, $\beta = 2,2172$, $\gamma = 2,2596$, $2V = 67^\circ 12'$. Dichte 5,3—5,8. Weiss, gelblich bis grünlich, diamant- bis fettglänzend, auch mit Perlmutter- oder Seidenglanz. Der Kotunnit aus den Fumarolen des Vesuv von 1872 und von 1906 ist nach Zambonini (21) stark radioaktiv, 1,1 mal stärker als reines Uranyl nitrat, bedingt durch Radium D, E und F, wie Rossi (22) feststellte. Die Radioaktivität mancher vulkanischer Aschen mag ihren Grund in geringen Kotunnitmengen haben. Die Vesuvasehe 1906 zeigte $\frac{1}{2000}$ bis $\frac{1}{12000}$ der Kotunnitaktivität. Schmelzpunkt zwischen 495 und 501°.

Pseudokotunnit.

Pseudokotunnit, wahrscheinlich rhombisch, nannte Scacchi gelbe, spiessige Kristalle von der Zusammensetzung K_2PbCl_4 . Sie kamen mit Kotunnit zusammen unter den Fumarolenprodukten des Vesuvausbruches vom Jahre 1872 vor.

Mellonit.

Die **Mellonit** genannten gelben und grünlichen Sublimationen sind unreiner Pseudokotunnit.

Scacchit.

Scacchit, MnCl_2 , ein zerfliessliches Salz, das mit Chloromagnesit und anderen Chloriden zusammen am Vesuv beobachtet ist. Lacroix

fand in Blöcken des Vesuvs 1906, umschlossen von Sylvin, zitronengelbe, durchsichtige Kriställchen von pseudotrigonalem Habitus einer Verbindung von K, Na, Mn und Cl.

Chloromanganokalit. Das Mineral wird an der Luft sehr schnell matt, ist optisch positiv mit kleinem Achsenwinkel und schwacher Doppelbrechung. Brechung stärker als Sylvin (23). Chloromanganokalit.

Von weiteren Chloriden, die nur in geringen Beimengungen zu anderen Salzen sich finden und nicht selbständig sind, erwähnt Roth (5) noch Chlorkupfer CuCl_2 , Kobaltchlorid CoCl_2 — es färbt das Chlornatrium purpurfarben — Nickelchlorid NiCl_2 und Chlorzinn SnCl_2 ; die beiden letzten Salze wurden von Schmidt im Krater des Stromboli festgestellt.

Molysit, FeCl_3 , bildet hell oder bräunlichrote und gelbe Krusten auf der Lava. Das künstliche Salz kristallisiert hexagonal. Molysit.

Kremersit $\text{KCl} \cdot \text{NH}_4\text{Cl} \cdot \text{FeCl}_3 + \text{H}_2\text{O}$, regulär, rubinrote Oktaeder, ein Fumarolenprodukt des Vesuv und Ätna, zusammen mit Molysit und Alkalichloriden. Nach Lacroix ist der Kremersit rhombisch und isomorph mit Erythrosiderit. Kremersit.

Erythrosiderit $2\text{KCl} \cdot \text{FeCl}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, rhombisch: Rote sehr zerfliessliche Kristalle, taflig nach 100, Formen: (100) (102) (101) aus heissen sauren Fumarolen. Optisch negativ $\tilde{a} = a$, $\tilde{b} = c$, $\tilde{c} = b$, $2E > 130^\circ$, Dispersion stark $\varsigma > \nu$. Erythrosiderit.

Von basischen Chloriden und Oxychloriden sind unter den Fumarolenprodukten zu nennen:

Kupferchloride.

Erythrokalzit (Eriocalco Scacchi), $\text{CuCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$, wollförmige Aggregate von tiefblauer Farbe, sehr leicht zerfliesslich. Erythrokalzit.

Melanothallit, $\text{CuCl}_2 \cdot \text{CuO} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, in dünnen, zuerst schwarzen, dann grün werdenden Stufen. Melanothallit.

Atelit, **Atelin**, $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{CuO} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, bildet Pseudomorphosen nach Tenorit (CuO) und ist aus diesem durch Einwirkung von HCl entstanden (Vesuvausbruch 1872, Scacchi). Atelit.

Atakamit, $\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu(OH)}_2$. Grüne Überzüge oder nadelförmige Kristalle auf Laven und Schlacken der Fumarolen am Vesuv sind als Atakamit angesprochen worden; doch ist die Deutung bestritten worden. Atakamit.

Endlich ist unter den Sublimationsprodukten der Vesuveruption von 1858 noch ein Oxychlorid des Bleies, der **Matlockit**, $\text{PbCl}_2 \cdot \text{PbO}$, zu nennen. Kristallsystem: tetragonal. Matlockit.

Fluorverbindungen.

Fluornatrium, **Villiaumit**, NaF , hat Lacroix (25) im Nephelinsyenit von Ruma, einer der Losinseln an der Westküste von Französisch- Fluornatrium (Villiaumit).

Guinea in Form pseudoregulärer, wahrscheinlich tetragonaler Kriställchen von karminroter Farbe gefunden. Dichte 2,79, Brechungsvermögen 1,328. Das natürliche Fluornatrium entspräche danach einer anderen Modifikation als das künstliche reguläre. Da das Muttergestein durchaus frisch ist, ist die Genesis dieses Minerals kaum auf eine direkte Fumarolenwirkung zurückzuführen. Lacroix hält dasselbe für einen primären Bestandteil und Zeugen einer energischen Mineralisatorentätigkeit, dessen Zerstörung die miarolithischen Hohlräume erzeugt.

Flußspat.

Fluorkalzium, Flußspat, CaF_2 , regulär, ist im ganzen ein seltenes Fumarolenmineral. Farblose Oktaëderchen auf der Vesuvlava sind Flußspat. Dichte 3,180, Brechungsvermögen 1,4338.

Fluormagnesium
Belonesit,
Sellaït.

Fluormagnesium, Sellaït, Belonesit, MgF_2 . Diese Substanz wurde als farblose, dünne tetragonale Nadelchen in einem angeschmolzenen Konglomeratblock unweit Massa di Somma und San Sebastiano am Vesuv im Jahre 1872 gefunden und anfänglich als MgMoO_4 gedeutet, bis Zambonini die Identität mit Sellaït nachwies. Formen: (110) (100) (111) (756), weisse, lebhaft glänzende Nadeln. Dichte 2,96. Schwach positiv doppelbrechend, einachsigt. Brechungsvermögen $\omega = 1,3775$, $\varepsilon = 1,3889$,

Hieratit.

Hieratit, K_2SiF_6 , ist ein natürliches Kieselfluorkalzium und kristallisiert regulär in (111) und (111) (100) oder bildet zusammen mit Sassolin stalaktitische Konkretionen von grauer Farbe und schwammiger Struktur in den Fumarolen von Vulcano, Liparen. Die Konkretionen enthalten ferner Schwefel, Selen, Realgar, K-Cs-Rb-Alaune und in kleinen Quantitäten Thallium.

Kryptohalit.

Das entsprechende Ammoniumsalz, **Kryptohalit**, $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$, wurde in Fumarolen des Vesuv nachgewiesen. Alkalifluorsilikate fand Lacroix als Beimengung des Salmiak am Ätna.

Borverbindungen.

Sassolin.

Sassolin, H_3BO_3 , triklin, weisslich bis grau, zuweilen von Schwefel gelblich gefärbt, kam als Lage auf dem Schwefel in reichlicher Menge im Krater von Vulcano vor. Der Ausbruch 1888—1889 hat die Lagerstätte zerstört.

Lacroix (27) wies das Mineral in den Fumarolen des Vesuv vom Jahre 1906 nach. Es sind sechsseitige Blättchen, nahezu normal zur negativen ersten Mittellinie, $2E = 8-9^\circ$.

Nicht echte Fumarolenminerale sind folgende Borate, die den pseudovulkanischen Solfataren Toskanas entstammen.

Lagonit.

Lagonit, $\text{Fe}_2\text{B}_6\text{O}_{16} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, als Inkrustationen in den toskanischen Lagunen, ockergelb und erdig.

Larderellit, $(\text{NH}_4)_2\text{B}_{10}\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, monoklin farblos, weiss bis gelblich, aus demselben Vorkommen, eine weissliche Effloreszenz aus mikroskopischen, monoklinen Täfelchen.

Larderellit.

Borokalzit, Bechilit, $\text{CaB}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, in Krusten als Absätze heisser Quellen.

Bechilit.

Hayesin, $\text{CaB}_4\text{O}_7 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, den Forbes (26) aus den heissen Quellen von Baños del Toro, Coquimbo, Chile, beschreibt, ist nach Dana ein Bechilit.

Hayesin.

Nitride.

Silvestrit, Siderazot, Fe_5N_2 , wurde als lichtgrauer, fast silberweisser, metallisch glänzender Überzug auf frischer Ätnalava beobachtet. Dichte 3,147. Silvestri stellte das Nitrid durch Glühen der mit HCl behandelten Lavaproben in trockenem Ammoniak dar, vgl. S. 113.

Silvestrit.

Marignazit, Si_3N_4 , nannte Brun eine hypothetische Stickstoffsiliziumverbindung, die bisher noch nicht aus der Lava isoliert werden konnte, der er als Stickstofferzeuger eine grosse Bedeutung beimass.

Marignazit.

Schwefel und Sulfide.

Schwefel ist unter den Sublimationsprodukten der Fumarolen der wichtigste elementare Stoff. Der feste Schwefel der Vulkane tritt in dreierlei Gestalt auf.

Schwefel.

1. Als **rhombischer Schwefel** (Schwefel α). Diese Modifikation ist die normale in der Natur vorkommende. Bei der Sublimation der Schwefeldämpfe und z. T. aus chemischer Wechselwirkung entstehen flächenreiche Kristalle mit $\{111\}$ $\{101\}$ $\{110\}$ $\{001\}$ $\{113\}$ und vielen anderen Flächen, oder der Schwefel kleidet in kristallinen oder faserigen Aggregaten die Wandungen der Fumarolenspalten aus.

Die normale α -Ausbildung zeigt die bekannte schwefelgelbe Färbung, die ins stroh- bis honiggelbe variieren kann. Dichte 2,0—2,1. Doppelbrechung positiv. $\tilde{a} = a$, $\tilde{b} = b$, $\tilde{c} = c$, $2V = 70-75^\circ$. $a = 1,95$, $b = 2,038$, $\gamma = 2,24$.

2. Als **monokliner Schwefel** (Schwefel β). Die zweite instabile Modifikation ist die monokline, Dichte 1,98. Man erhält sie durch Kristallisation aus der Schwefelschmelze; bei $95,6^\circ$ wandelt sie sich in die rhombische Modifikation um. Da der Erstarrungspunkt des Schwefels bei ca. 110° liegt, so bildet sich die β -Modifikation auch in der Natur aus der Erstarrung der Schmelze, sie geht aber bald in die andere über. Im Krater von Vulcano steigen aus den Kraterspalten 15 cm lange und 2 cm dicke Schwefelzapfen (Stalagmiten) empor, die zunächst aus der Schmelze monoklin erstarrt sind und dann eine molekulare Umlagerung erfahren haben. Diese Gebilde sind deshalb auch ausserordentlich zer-

brechlich. Ähnliche Zapfen kennt man vom Walierankrater des Vulkans Tengger auf Java.

3. Als **amorpher Schwefel** fällt derselbe durch Oxydation von Schwefelwasserstoff bei Gegenwart von sehr viel Wasser aus. Er ist schon durch die andere Färbung von der rhombischen Modifikation unterschieden. Ilosvay (27) machte darauf aufmerksam, dass Schwefel, welcher aus der Wechselwirkung von SO_2 und H_2S hervorgeht, alle Merkmale der rhombischen Modifikation besitzt.

Volcanit,
Selenschwefel.

Selenschwefel, Volcanit, Eolide, Se S . Orangerote bis rötliche, mit Salniak vermengte Krusten von Vulcano erwiesen sich als Selenschwefel. In den Schwefelablagerungen des Kilauea ist dieselbe Substanz gefunden worden. Schwefel von orangeroter Färbung mit einem Gehalt an Tellur und As wird aus Japan angegeben.

Realgar,
Schwefelarsen.

Schwefelarsen, Realgar, AsS , monoklin, kommt in grobkörnigen Massen und in Kristallen in Begleitung des Schwefels vor. Seine Farbe ist morgenrot bis orangerot. Beimengungen von Realgar sind gewöhnlich die Ursache für die abweichende Rotfärbung des Schwefels. Bis 2 mm grosse flächenreiche Kristalle hat die Bocca del Solfatara bei Pozzuoli geliefert. Am Vesuv, Ätna, Vulcano und anderen Vulkanen ist Schwefelarsen ein häufiger Begleiter des Schwefels. Besonders viel Realgar haben die sauren Fumarolen des Vesuv 1906 geliefert. Dichte 3,56. Ebene der optischen Axen 010. Doppelbrechung stark, negativ. Auslöschung $c:a = 11^\circ$ im stumpfen Winkel β . Pleochroismus zwischen rot und gelb.

Auripigment.

Auripigment, As_2S_3 , rhombisch, zitronengelb bis orangegeb, erscheint gelegentlich als Begleiter des Realgar und Schwefel, so am Vesuv und der Solfatara. Dichte 3,4—3,5. Ebene der optischen Achsen 001. I. negative Mittellinie $a = \tilde{a}$, $2Ea = 70^\circ 24'$. Pleochroismus zwischen orange- und zitronengelb. Beim Erhitzen wird Auripigment rot und nimmt unterhalb 100° den Pleochroismus des Realgar an. Bei der Abkühlung kehren die alten Eigenschaften wieder, wenn die Temperatur nicht über 150° gesteigert wurde.

Dimorphin.

Dimorphin, As_4S_3 , rhombisch, nannte Scacchi ein pomeranzen-gelbes Mineral der grossen Solfatara bei Pozzuoli, das dort in flächenreichen Kristallen in zwei verschiedenen Typen mit Realgar zusammen auftritt. Krenner (28) konnte die Identität des zweiten Typus mit künstlichem, von Schuller durch Destillation im Vakuum erhaltenen As_4S_3 nachweisen. Letzteres besitzt folgende Eigenschaften: I. Mittellinie $c = \tilde{a}$, $a = \acute{a}$, $b = \tilde{b}$. $2Ha = 108^\circ 46'$ in Thouletscher Lösung mit $n_{\text{Na}} = 1,6654$. Doppelbrechung nicht stark. Dispersion $\varsigma > \nu$.

Dimorphin, Typus I, ist jedenfalls eine labile Form derselben Verbindung und von Auripigment verschieden. Die Sulfide der Schwermetalle sind in den seltensten Fällen das Ergebnis einer reinen Sublimation.

Meistens führt die Einwirkung von H_2S auf die entsprechenden Chloride zu ihrer Bildung. Die Reaktion spielt sich nach dem allgemeinen Schema $\text{RCl}_2 + \text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{RS} + 2\text{HCl}$ ab.

Bleiglanz, PbS , regulär, ist im ganzen eine Seltenheit. Häufiger fand er sich in Schlacken am Kraterrande des Vesuv 1906 (29, 30). Die Würfelchen sind nach 100 stark verzerrt und von skelettartigem, zerhacktem Habitus, wie sie bei Hüttenprozessen gelegentlich entstehen. Die Kriställchen haben sich bei hoher Temperatur aus Bleichlorid durch Schwefelwasserstoff gebildet. Bei tieferer Temperatur muss die Reaktion in umgekehrter Richtung verlaufen, denn Lacroix (30) beobachtete bei manchen Kristallen eine oberflächliche Umwandlung in Kotunnit. Der Versuch zeigt, dass Chlorwasserstoff schon nach wenigen Stunden bei 100° den Bleiglanz umändert. Der Bleiglanz vom Vesuv 1906 ist stärker radioaktiv als Kotunnit. Bleiglanz schmilzt bei 1112° , beginnt aber von 950° an zu sublimieren (31). Dichte 7,4—7,6.

Bleiglanz.

Covellin, CuS , wurde bereits durch Covelli im Vesuvkrater als Seltenheit festgestellt und seine Entstehung durch die Reaktion $\text{CuCl}_2 + \text{H}_2\text{S} = \text{CuS} + 2\text{HCl}$ erklärt. Farbe indigoblau oder dunkler. Dichte 4,59—4,64.

Covellin.

Zinnober, HgS . Kristallsystem hexagonal-trapezoëdrisch-tetartoëdrisch, wurde an der grossen Solfatara von Pozzuoli als Inkrustation zusammen mit Realgar gefunden. Als Solfatarenprodukt gewinnt das Quecksilber in Kalifornien in der Gegend des Clear Lake, Sulphurbank und Knoxville-Distrikt eine gewisse Bedeutung. Cochenille- bis scharlachrote Krusten. Dichte 8,0—8,2. Optisch einachsigt, positiv und zirkularpolarisierend. $\omega = 2,854$, $\varepsilon = 3,201$. Er sublimiert von 446° an.

Zinnober.

Zinkblende, ZnS , regulär-tetraëdrisch. Nur am Vesuv in Kalkblöcken der Somma gefunden. Dichte 3,9—4,1. Brechungsvermögen 2,369. Biltz (34) fand, dass Zinkblende bei 1178° zu sublimieren beginnt. Die Sublimationen gehören der hexagonalen Modifikation des Wurtzit an, der erst bei 1185° sublimiert.

Zinkblende.

Magnetkies, angenähert FeS , hexagonal. Dichte 4,5—4,6. Am Vesuv ebenfalls eine Seltenheit. Lacroix (14) erwähnt kleine bronzefarbene Blättchen von Magnetkies vom Jahre 1906 (vielleicht Pseudomorphosen nach hexagonalverzerrtem Bleiglanz). Das Schwefeleisen schmilzt bei 1197° nach Biltz (31).

Magnetkies.

Millerit, NiS , rhomboëdrisch, messinggelbe Nadelchen als Seltenheit im Vesuvkrater.

Millerit.

Pyrit, **Eisenkies**, FeS_2 , regulär-pentagonal. Als Seltenheit in Vesuvauswürflingen. Dichte 4,9—5,2.

Pyrit.

Oxyde.

Ebenso wie die Sulfide sind auch die Oxyde nicht unmittelbare Sublimationsprodukte, sondern aus Chloriden durch Umsetzung mit Wasserdampf hervorgegangen nach dem Schema:



Periklas.

Periklas, MgO , regulär, dunkelgrüne Körner, Oktaeder und Würfel, ist in den Sommablöcken metamorphen Kalkes in Begleitung von Olivin und erdigen Magnesits gefunden worden. Dichte 3,674—3,75. Brechungsvermögen 1,7364.

Bleiglätte.

Bleiglätte, **Bleioxyd**, PbO . Gelbes, dem künstlichen ähnliches Bleioxyd, Dichte 7,8—9,4, wird als Produkt der mexikanischen Vulkane Popocatepetl und Ixtacithuatl angegeben.

Tenorit.

Tenorit, **Kupferoxyd**, CuO , triklin, von pseudomonoklinem Habitus. Tenorit ist ein häufiges Produkt von Fumarolen im Krater und auf Lavaströmen des Vesuv, auch auf Auswürflingen nachgewiesen. Seine Entstehung ist auf die Reaktion:

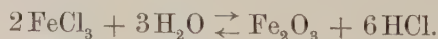


zurückzuführen. Dieselbe verläuft bei den in Frage kommenden Temperaturen nicht vollständig nach einer Richtung, da die Tenoritkriställchen bisweilen von grünem Atelit überzogen sind. Das Mineral bildet dünne, scheinbar hexagonale, stahlgraue bis schwarze, undurchsichtige bis kanten-durchscheinende Blättchen oder federartig verzwilligte Aggregate, lamellare Kristalle und Nadelchen. Dichte 5,8—6,3. Die Blättchen sind ähnlich wie Turmalin stark Licht absorbierend, im durchfallenden Licht dunkelzimtbraun. Optisch zweiachsig.

Als **Melakonit** wird eine monokline (pseudoreguläre) andere Modifikation von CuO bezeichnet, deren Selbständigkeit nicht sicher feststeht.

Eisenglanz.

Eisenglanz, Fe_2O_3 , hexagonal-rhomboëdrisch, ist das häufigste Fumarolenprodukt in allen Exhalationen des Vesuv, Stromboli, Ätna und anderer Vulkane. Das Mineral entsteht bei hoher Temperatur durch Einwirkung von Wasserdampf auf Molysit:



Die sublimierten Eisenglanzkristalle sind flächenreiche, eisenschwarze bis stahlgraue, in dünnen Schüppchen karminrote Kristalle, entweder vom Oktaedertypus durch $\text{R}(10\bar{1}1)$ und $0\text{R}(0001)$ oder glänzende Rhomboëder mit hexagonalen Pyramiden II. Stellung sowie dünne Tafeln und durchscheinende Blättchen, ferner Stalaktiten und Überrindungen. Dichte 4,9—5,3. Die negative Doppelbrechung ist sehr stark.

Magnetit.

Magnetit, **Magneteisen**, $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, regulär. Das Vorkommen von Magnetit am Vesuv ist nicht ganz einwandfrei festgestellt. Vom

Stromboli beschrieb Bergeat ein reguläres oxydisches Eisenerz, das er als eine innige Verwachsung von Eisenglanz mit Magnetit, dem Magnesioferrit $\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, Jakobsit $(\text{MnMg})\text{O} \cdot (\text{FeMn})_2\text{O}_3$ und Hercynit $\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ beigemengt sei, deutet.

Magnesioferrit, Magnoferrit, $\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, regulär. Dichte 4,568 bis 4,654. Magnetit ähnlich. Scacchi fand das Mineral reichlich in den Vesuvfumarolen von 1855. Magnesioferrit.

Pseudobrookit, $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$, rhombisch. Kleine, dunkle, tafelförmige Kristalle auf Vesuvlava von 1872. Dichte 4,39. Pseudobrookit.

Eine etwas andere Rolle spielt das Siliziumdioxid, SiO_2 , das in drei Modifikationen in Erscheinung treten kann, als **Quarz** trapezoëd.-tetart., als **Tridymit** rhombisch (pseudohexagonal) und als **Christobalit** tetrag., vgl. S. 36. Quarz wird als Seltenheit an Vesuvauswürflingen bereits von Monticelli und Covelli angegeben. Doch ist seine Auffassung als Sublimationsprodukt zum mindesten fraglich.

Tridymit dagegen ist ein typisches vulkanisches Mineral, das mit Vorliebe in Hohlräumen der Lava auskristallisiert. Lacroix kommt bei seinem Studium der Tridymitbildung im Andesit des Monte Pelé 1902 zu dem Ergebnis, dass die Tridymite durch Einwirkung vulkanischer Gase — man wird wohl zunächst an Fluorverbindungen zu denken haben — auf die kieselsäurereiche Grundmasse des Andesits bei hoher Temperatur zustande gekommen sind. Tridymit.

Auf St. Vincent fand sich Tridymit nur in den durch starke Explosionen ausgeschleuderten Blöcken alter Lava, nicht in dem neuen Material. In seiner Gesellschaft wurden einige weisse, hohlfächige **Christobalitoktaeder** erkannt. Christobalit.

Betreffs der physikalisch-chemischen Bildungsbedingungen der SiO_2 -Abscheidung aus Fluorexhalationen sei auf S. 108 verwiesen.

Granulin nennt Scacchi eine weisse, pulverförmige Inkrustation auf der Vesuvlava, die aus SiO_2 besteht und wahrscheinlich identisch mit Tridymit ist. Granulin.

Opal, $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, amorph, **Chalcedon**, SiO_2 . Auf dem Obsidianstrom des Mt. Pelato, Lipari, beschreibt Colomba (32) Kegelchen mit stalaktitischen und warzenförmigen Opal- und Chalcedoninkrustationen, erzeugt durch SiF_4 -Fumarolen. Opal.
Chalcedon.

Sulfate.

Besonders gross ist die Zahl der Sulfate, die gewöhnlich das Ergebnis der Umsetzung von Chloriden durch schweflige Säure und Schwefelsäure sind; da die Sulfate sehr viel feuerbeständiger sind als die Chloride, sind sie nicht als unmittelbare Sublimationsprodukte aufzufassen.

Thenardit,
Pyroteknit.

Schwefelsaures Natrium, Thenardit, Pyroteknit, Na_2SO_4 , rhombisch. Von Scacchi unter dem Namen Pyroteknit aus Vesuvschlacken von 1895 beschrieben. Optisch positiv. $\ddot{a} = a$, $\bar{b} = c$, $\dot{c} = b$, $2V = ca\ 83^\circ$. $\alpha = 1,471$, $\beta = 1,477$, $\gamma = 1,485$. (Görgey.)

Glaserit,
Aphthitalit.

Glaserit, Aphthitalit, Aphthalose, $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$, hexagonal-rhomboëdrisch, einachsig, positiv, schwache Doppelbrechung. $\omega = 1,49$, $\varepsilon = 1,5$. Von Lacroix in den Salzkrusten an den Wandungen sehr seichter Fumarolen am Vesuv nachgewiesen. Das reine Endglied der Reihe K_2SO_4 (rhomb.) wird als **Arkanit** benannt, ist aber für sich bisher noch nicht gefunden worden.

Glaubersalz.

Glaubersalz, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, monoklin. Besonders am Kilauea vorkommend, nach Dana. Charakter der Doppelbrechung negativ. Achsenebene normalsymmetrisch. Auslöschungsschiefe auf 010, $\dot{c} : c + 30^\circ 56'$ für Rot und $26^\circ 31'$ für Blau. Beim künstlichen Salz ist die Schiefe $a : \dot{c} = 20^\circ$ (Dana). Görgey gibt $\dot{c} : a = 12\frac{1}{2}^\circ$ an. Achsenwinkel $2E_{\text{rot}} = 122^\circ 48'$, $2E_{\text{blau}} = 122^\circ 42'$. $\alpha = 1,396$, $\beta = 1,4103$, $\gamma = 1,4192$. (Durch Rechnung gefunden.) Görgey (17).

Exanthalose.

Exanthalose nannte Beudant eine weissliche Effloreszenz von der Vesuvlava von 1813 von der Zusammensetzung $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Glauberit.

Glauberit, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$, monoklin, wurde von Bergeat auf Vulcano beobachtet. Optisch negativ, Achsenebene normalsymmetrisch. Auslöschungsschiefe $a : \dot{c} = -30^\circ 46'$, $2E_{\text{Li}} = 13^\circ 30'$, $2E_{\text{Na}} = 11^\circ 8'$, $2E_{\text{Blau}} = 0^\circ$, $2V_{\text{Na}} = 7^\circ 10'$, $\alpha = 1,515$, $\beta = 1,532$, $\gamma = 1,536$ für Na-Licht (Görgey). Bergeat fand unter den Fumarolenablagerungen von Vulcano auch Spuren von LiSO_4 .

Mascagnin.

Mascagnin, Mascagnit $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, rhombisch. Doppelbrechung positiv. $\ddot{a} = c$, $\bar{b} = b$, $\dot{c} = c$. $2E_{\text{rot}} = 87^\circ 44'$, $2E_{\text{bl}} = 88^\circ 47'$. Auf Laven des Vesuv und Ätna häufiger beobachtet, kommt auch in den Suffionen von Toskana vor.

Bittersalz.

Bittersalz, $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, rhombisch-hemiëdrisch. Charakter der Doppelbrechung negativ, $\ddot{a} = c$, $\bar{b} = a$, $c = c$. $2V = 51^\circ 25'$, $\alpha = 1,4325$, $\beta = 1,4554$, $\gamma = 1,4608$. Von Roth vom Vesuvausbruch 1850 erwähnt. Das Vorkommen ist nicht sicher erwiesen.

Pikromerit.

Pikromerit, $\text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, monoklin. Scacchi erhielt diese Verbindung durch Lösen und Auskristallisieren weisser Salzkrusten vom Vesuv. Optisch positiv doppelbrechend. Achsenebene 010, Auslöschungsschiefe $a : \dot{c} = -1^\circ$. Dispersion $\varsigma > v$, $2V = 48^\circ 21'$. $\alpha = 1,4507$, $\beta = 1,4629$, $\gamma = 1,4755$ für Na-Licht (Görgey).

Anhydrit.

Anhydrit, CaSO_4 , rhombisch. In kleinen Kristallen auf Auswürflingen des Vesuv und an der Lava von Aphroessa, Santorin. Optisch positiv. $\ddot{a} = c$, $\bar{b} = b$, $\dot{c} = a$. $2Ea = 71\frac{1}{2}^\circ$, $\alpha = 1,57$, $\beta = 1,575$, $\gamma = 1,614$.

Gips, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, monoklin. Gips ist ein sehr verbreitetes Fumarolenreaktionsprodukt. Doppelbrechung optisch positiv, schwach, Achsenebene 010, $c:c = 52^\circ - 53^\circ 40'$. Zwillinge nach 100 zeigen eine symmetrische Schiefe von ca. $37\frac{1}{2}^\circ$, $2V = 58$, $\alpha = 1,5224$, $\beta = 1,5229$, $\gamma = 1,5296$. Dichte 2,2—2,5.

Gips.

Alunogen, Keramohalit, Solfatarit, $\text{Al}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$, monoklin. Vorkommen: Vesuv, Tenerife usw.

Alunogen.

Sehr verbreitet sind die Alaune unter den Reaktionsprodukten der Sulfataren und Fumarolen und zwar:

Alaun.

Kalialaun, Kalinit, $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Al}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 24\text{H}_2\text{O}$, regul. pentag. Dichte 1,75. Brechungsvermögen 1,4557.

Ammoniakalaun, Tschermigit, $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 \cdot \text{Al}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 24\text{H}_2\text{O}$, Dichte 1,5.

Eisenalaun, Halotrichit, Federalaun, $\text{FeSO}_4 \cdot \text{Al}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 24\text{H}_2\text{O}$, monoklin, da die Fäserchen auch schief auslöschten.

Voltait, $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{K}_2\text{Na}_2)_5(\text{FeAl})_4(\text{OH})_2[\text{SO}_4]_{10} \cdot 14\text{H}_2\text{O}$, tetragonal, schwärzlich grün. Das Vorkommen von Madeni Zakh in Persien ist optisch einachsigt.

Voltait.

Metavoltit, $5(\text{K}_2\text{Na}_2\text{Fe}) \cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SO}_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$, hexagonal.

Metavoltit.

Optisch einachsigt, negativ, pleochroitisch, o goldgelb, e blassgelb. Von Lacroix (33) auf Milo und Vulcano in den Grotten Faraglioni gefunden.

Alunit, $\text{K}_2\text{Al}_6(\text{OH})_{12}[\text{SO}_4]_4$, rhomboëdrisch.

Alunit.

Optisch einachsigt positiv.

Alaunstein, Löwigit, $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, wahrscheinlich amorph. Kommt mit Alunit zusammen bei Tofla vor.

Alaunstein.

Keramohalit, $\text{Al}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$, Kristallsystem?

Keramohalit.

Eisenvitriol, Melanterit, $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, monoklin. Optisch zweiachsigt, positiv. Achsenebene (010), Auslöschung auf 010. $c:c = -61^\circ$. $2V = 86^\circ 13'$.

Eisenvitriol.

Coquimbite, $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, hexagonal rhomboëdrisch. Aus braunen, zerreiblichen Krusten am Vesuv 1855 von Scacchi durch Umkristallisation in Kristallen erhalten. Optisch einachsigt positiv. Doppelbrechung schwach. $\omega = 1,5519$, $\epsilon = 1,5575$ (Linck), von Lacroix von Vulcano genannt.

Coquimbite.

Anglesit, PbSO_4 , rhombisch. Optisch positiv $\ddot{a} = c$, $\bar{b} = b$, $\dot{c} = a$. $\alpha = 1,877$, $\beta = 1,882$, $\gamma = 1,893$. $2V = 75^\circ 24'$. Von Zambonini in den Vesuvfumarolen von 1906 erkannt.

Anglesit.

Palmierit, $(\text{KNa})_2\text{SO}_4\text{PbSO}_4$, hexagonal, fand Lacroix (34) zusammen mit Glaserit in den krustenförmigen Fumarolenabsätzen des Vesuv. Optisch einachsigt von starker negativer Doppelbrechung. Dichte $> 3,33$.

Palmierit.

- Linarit**, $\text{PbCuSO}_4 \cdot (\text{Pb}, \text{Cu}) [\text{OH}]_2$, monoklin.
- Hydrozyanit**, CuSO_4 . Im Oktober 1868 am Vesuv gefunden. Ausserordentlich empfindlich gegen Feuchtigkeit. Durch Wasseraufnahme aus der Luft vollzieht sich unter Änderung der Färbung von blassgrün bis bräunlich und gelblich in blau eine Umwandlung in **Kupfervitriol** $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.
- Dolerophanit**, $\text{Cu}(\text{CuO})\text{SO}_4$, braune, monokline, glänzende Kriställchen als Sublimationsprodukt bei der Vesuveruption im Jahre 1868.
- Krisuvigit**, **Brochantit**, **Krisuvigit**, $\text{Cu}_4(\text{OH})_6\text{SO}_4$, rhombisch. Das smaragd- bis schwärzlichgrüne basische Kupfersulfat ist ein Produkt der Solfataren von Krisuvig auf Island. Optisch negativ, $\tilde{a} = b$, $b = a$, $c = c$. Dichte 3,78—3,9.
- Chlorothionit**, **Chlorothionit**, $\text{K}_2\text{SO}_4\text{CuCl}_2$. Aus blauen, kristallinen Krusten von der Vesuveruption 1872 isolierte Scacchi obiges Doppelsalz durch Umkristallisation.
- Cupromagnesit**, **Cupromagnesit**, $\text{CuMgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Grüne Krusten auf der Vesuvlava 1872 bestehen aus Kriställchen dieser Zusammensetzung und besitzen die Formen des Eisenvitriols.
- Cyanochrom**, **Cyanochroit**, $\text{CuSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, monoklin. Scacchi fand dieses Salz in den blauen, kristallinen Salzkrusten auf der Vesuvlava von 1855. Durch Umkristallisation sind messbare, flächenreiche Kristalle zu erhalten. Optisch positiv, Achsenebene 010, Auslöschung $a : c = + 4^\circ 23'$. $\beta = 1,491$. $2V = 48^\circ 53'$. Dispersion $\rho > v$.

Karbonate (35—36).

Die Karbonate sind mit Ausnahme des Ammoniumkarbonats nicht unmittelbare Sublimationsprodukte vulkanischer Fumarolen. Sie entstehen aber auf Umwegen durch deren Tätigkeit. Wasserdampf und Kohlensäure greifen die Silikate unter Bildung von teilweise löslichen Hydroxyden und Karbonaten an. Kohlensäure verdrängt als die stärkere Säure bei tieferen Temperaturen die Kieselsäure und scheidet dieselbe ab. Wie weit diese Reaktionen verlaufen, hängt von den chemischen Gleichgewichten ab, die durch Druck, Temperatur und meist durch die Konzentrationen bestimmt werden.

Das einseitige Vorherrschen der Natriumsalze findet einerseits in der leichteren Angreifbarkeit der Natronsilikate, und andererseits in der schwereren Löslichkeit der Natronkarbonate eine Erklärung. Kalk-, Magnesia- und Schwermetallsalze werden durch Alkalikarbonate als unlösliche Karbonate ausgefällt. Die chemisch-physikalischen Einzelheiten dieser z. T. recht verwickelten Reaktionen hat Wegscheider (35) zusammengestellt, auf dessen Arbeit verwiesen sei.

Die Bildung der Natronsilikate erfolgt aber, wie S. 572 gezeigt wurde, z. T. auf Kosten des Chlornatriums.

Somit ist als Hauptquelle der Sodamineralien das vulkanische Chlornatrium anzusehen, das auf dem Umwege über Natriumsilikate und -aluminat durch die ebenfalls vulkanische Kohlensäure zur Entstehung und zum Absatz gelangt.

Die Bildungsbedingungen der Karbonate liegen bei tiefen Temperaturen. Die Vorgänge spielen bereits in die postvulkanischen Erscheinungen hinein. Ich beschränke mich im folgenden auf die Aufzählung der Vorkommen, deren unmittelbare vulkanische Entstehung nicht zweifelhaft ist.

Wasserfreies Natriumkarbonat, Na_2CO_3 , Kristallform? Silvestri fand im Inneren eines 1865 vom Ätna ausgeschleuderten Blockes wasserfreies Natriumkarbonat. Auch weisse Schichten auf der Lava enthalten nach ihm neben Chloriden und Sulfaten der Alkalien Na_2CO_3 .

Natriumkarbonat.

Thermonatrit, $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, rhombisch. Von Scacchi als Inkrustration auf Vesuvlava von 1859 beobachtet, ferner ein häufiges Produkt der Natronseen. Er kristallisiert aus reinen Sodalösungen oberhalb $35,4^\circ$, bei Gegenwart anderer gelöster Stoffe noch tiefer aus, bildet sich durch Wasserbindung aus dem wasserfreien Karbonat.

Thermonatrit.

Soda, Natron, $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, monoklin. Nach Chatard reichlich am kleinen Kratersee von Ragtown, Nevada, von Silvestri auf Ätnalava nachgewiesen, Thermonatrit und Soda auch auf dem Strom von 1895 im Atrio del Cavallo gefunden. Optisch negativ. Achsenebene normalsymmetrisch. $\bar{b} = a$. Auslöschungsschiefe $\bar{c} : c = +41^\circ 8'$, $2Ea = 112^\circ 42'$. Dispersion $\varrho > v$.

Soda.

Trona, $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, monoklin, ein Produkt des Kratersees von Ragtown. Optisch negativ. Achsenebene normalsymmetrisch. $\bar{b} = a$, $c : \bar{c} = 83^\circ$. $2V = 76^\circ 16'$, $\beta = 1,507$.

Trona.

Die Alkalikarbonate werden vermöge ihrer leichten Löslichkeit schnell vom Orte der Entstehung fortgeführt. Sie gelangen selten zur Auskristallisation. Es müssen besonders günstige äussere Umstände zusammentreten, um dieselbe zu ermöglichen, wie abflusslose Depressionen, Steppen oder Wüstenklima. In den Natronseen findet eine Auskristallisation der verschiedensten Natronsalze statt. Da hier nur diejenigen Mineralien zu behandeln sind, die genetisch mit den Fumarolenphänomenen in unmittelbarem Zusammenhang stehen, so würde die Besprechung der zahlreichen Mineralien der Natronseen über den Rahmen der gestellten Aufgabe hinausgehen. Es sei für dieselben auf die oben zitierte Arbeit von Wegscheider (35) verwiesen.

Kalkkarbonat, CaCO_3 . Der kohlensaure Kalk kommt in drei Modifikationen vor (Linck [36]), wie man aus synthetischen Versuchen weiss:

Kalkkarbonat.

1. **Kalzit, Kalkspat**, hexagonal-rhomboëdrisch. Doppelbrechung stark, Kristalle negativ, Sphärolithe meist positiv. Er scheidet sich aus bikarbonathaltigen, reinen, wässerigen Lösungen unter 29° ab.

2. **Aragonit**, rhombisch. Doppelbrechung stark, Kristalle negativ, Sphärolithe meist positiv. Er scheidet sich über 29° ab. Andere gelöste Substanzen können diese Grenze verschieben.

3. **Vaterit**, negative Sphärolithe, Doppelbrechung schwach. Diese Modifikation ist in der Natur noch nicht gefunden, sie bildet sich, wenn die Abscheidung durch Zusatz von Basen stark beschleunigt wird. Zur schnellen Unterscheidung der Modifikationen leistet die Meigensche Reaktion gute Dienste. Vaterit- und Aragonitpulver mit Kobaltsolution gekocht, färbt sich nach wenigen Minuten violett, während Kalkspatpulver nach geraumer Zeit blau wird.

Die drei Modifikationen sind monotrop, sie wandeln sich ineinander um:



Kalkspat ist danach die stabilste Modifikation. Die Karbonate bilden sich entweder unmittelbar durch die Einwirkung der vulkanischen Kohlensäure auf Kalksilikate oder durch wechselweise Umsetzung zwischen Kalksulfaten und Chloriden mit Alkalikarbonaten.

Sie kommen in heissen und kalten Quellen zum Absatz oder kristallisieren in den Blasenräumen der Laven aus.

Dolomit.

Dolomit, $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, rhomboëdrisch-tetartoëdrisch. Über die Bildung des Dolomits gilt dasselbe, was über die Kalkkarbonate gesagt worden ist. An einen innigen Zusammenhang zwischen dem vulkanischen Phänomen und dem Dolomitierungs Vorgang hat man bei der Entstehung der Korallenriffe gedacht. Die Koralle benutzt mit Vorliebe submarine Vulkane als Fundament ihrer Bauten. Die Magnesiasalze sollen aus submarinen Fumarolen stammen. Leopold von Buch (37) griff die Hypothesen von Arduino (38) und J. L. Heine (39) auf und erklärte die Dolomitbildung durch Einwirkung von Magnesiadämpfen aus vulkanischen Exhalationen. Wie nun die Dolomitisierung sich im einzelnen auch abspielen mag, so wissen wir heute sicher, dass dieser Vorgang unter 100° in den heutigen Meeren ebenso wie in denen der Vergangenheit zustande kommt. Wenn überhaupt vulkanische Erscheinungen dabei irgend eine Rolle spielen, so ist ihre Mitwirkung sicherlich keine so unmittelbare, wie die v. Buchsche Hypothese annahm.

Giorgiosit.

Giorgiosit, $4\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, amorph. Als sekundäres Fumarolenprodukt des Staukegels Georgios von Santorin beschreibt Lacroix (40) dieses basische Magnesiumkarbonat, das auf künstlichem Wege bei 100° zu erhalten ist. Die atmosphärische Verwitterung liefert

im Gegensatz dazu Hydromagnesit $3\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Es ist auch am Vesuv gefunden worden.

Zahlreiche Neubildungen von Silikaten und anderen Mineralien werden häufig in ausgeworfenen Blöcken der Vulkane angetroffen und als Sublimationen gedeutet. Diese Mineralien sind aber nicht reine Sublimationsprodukte. Sicherlich haben Gase und flüchtige Verbindungen bei ihrer Bildung eine bedeutsame Rolle gespielt. Sie sind Reaktionsprodukte der Exhalationen auf Lava oder Gesteinsmaterial im Vulkanschlot, also pneumatolytischer Entstehung in der Tiefe und daher an dieser Stelle nicht zu behandeln.

II. Die postvulkanischen Erscheinungen.

Die Exhalationen des tätigen Vulkans leiten hinüber zu den Aushauchungen des erloschenen Vulkans, die noch sehr lange nach dem letzten Ausbruch andauern können. Man bezeichnet letztere als nachvulkanische oder postvulkanische Erscheinungen. Die postvulkanischen Exhalationen lassen sich in zwei Gruppen teilen, je nachdem das Wasser oder die Kohlensäure als treibendes Agens in Frage kommt.

Die erste Gruppe umfasst die Solfataren, Geysire und Thermen, die zweite Gruppe die Mofetten, kohlensauen Springquellen, Sauerquellen oder Sauerlinge.

Die Solfataren.

Die charakteristischen Eigenschaften der Solfataren sind bei der Besprechung der Fumarolen bereits wiederholt gestreift worden. An dem bekanntesten und auch am besten studierten Beispiel der Solfatara von Pozzuoli lässt sich ihre Natur am anschaulichsten schildern.

Solfataren.

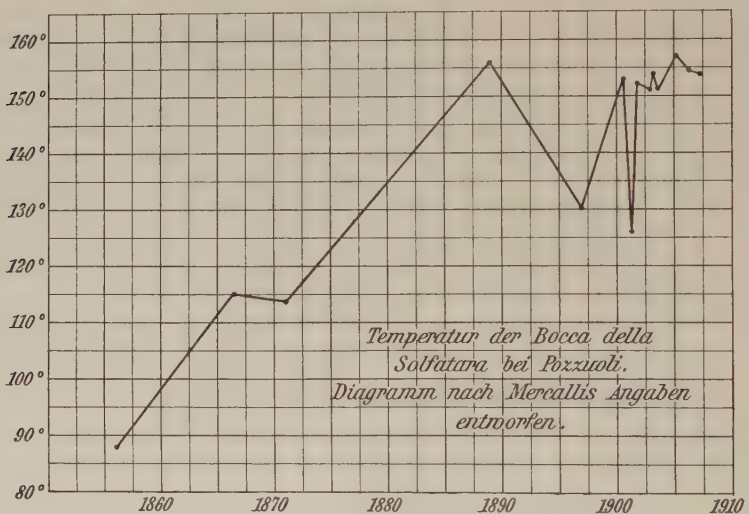
Die Solfatara von Pozzuoli (41—42).

Vor den Toren Neapels liegt die berühmte Solfatara von Pozzuoli. Der Solfatarakrater gehört der dritten und letzten Ausbruchsperiode der Phlegräischen Felder an. De Lorenzo hält ihn für älter als den benachbarten Agnanokrater, weil die durch die Solfatarentätigkeit zersetzten Gesteine den letzteren unterteufen. Die Richtigkeit dieser Deutung würde der Solfatara eine ausserordentlich lange Lebensdauer geben, innerhalb welcher sich die Phase nur wenig geändert hätte. Zu Strabos Zeiten, der zum Beginn unserer Zeitrechnung lebte, sind die Verhältnisse nicht sehr verschieden von den gegenwärtigen gewesen. Die Nachrichten über Ausbrüche der Solfatara sind wenig sicher. Im Jahre 1167 oder 1198 soll ein Ausbruch stattgefunden haben. Es kann sich dabei höchstens um eine geringfügige Explosionserscheinung, von

Solfatara von Pozzuoli.

Erderschütterungen begleitet, gehandelt haben, ohne glühende Lavaprodukte; dauernde Spuren sind jedenfalls nicht hinterlassen worden. Im 14. Jahrhundert soll nach de Lorenzo die Solfatara glühende Lava gefördert haben, wie er aus einem Briefe Petrarcas zu entnehmen glaubt. Doch de Stephani bestreitet auch diesen Ausbruch. Eine kritische Durchsicht der geschichtlichen Überlieferungen führt zu dem Ergebnis, dass die Phase der Solfatara über sehr lange Zeiten durch eine bemerkenswerte Konstanz ausgezeichnet ist. Eine Abnahme der Erscheinungen ist nicht zu erkennen. Wie das entworfene Phasendiagramm der letzten 50 Jahre (Fig. 197) deutlich erkennen lässt, wechseln Maxima und Minima mit einander, eine Erscheinung, die für ruhende

Fig. 197.



und nicht erloschene Vulkane charakteristisch ist. Irgendwelche Beziehungen zur Vesuvtätigkeit sind, wie Mercalli zeigt, aber nicht erkennbar. Das letzte Phasenmaximum mit $157,5^{\circ}$ wurde am 28. Januar 1905 bestimmt. Am 11. April 1906, während die Vesuveruption in vollem Gange war, betrug die Temperatur nur $154,5^{\circ}$.

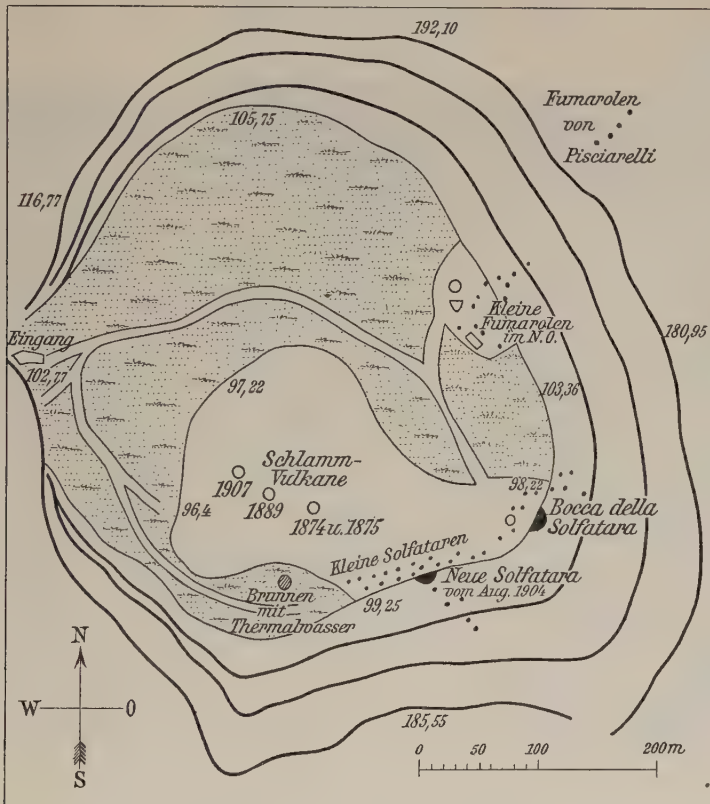
Den gegenwärtigen Stand der Solfatara veranschaulicht folgende Kartenskizze von Mercalli. Fig. 198.

Die Hauptsolfatara ist die Bocca della Solfatara in der Südostecke. Sie haucht neben Wasserdampf, der mit grosser Gewalt hervorbricht, gewöhnlich CO_2 und H_2S aus. Breislak bestimmte die kondensierte Wassermenge zu 18–20 000 Liter am Tage. Ein eigenartiges Phänomen lässt sich bei Annäherung eines brennenden oder glimmenden Gegenstandes an die Solfataren beobachten. Es tritt eine vermehrte

Dampfentwicklung nicht nur in der Bocca selbst, sondern auch an anderen Solfataren des Kraters ein. Roth gibt dafür folgende Erklärung:

Lässt man ein Gemenge von feuchter Luft und Schwefelwasserstoff aus einer engen Öffnung ausströmen und bringt glimmenden Zunder an das Gasgemisch, so bildet sich sofort Rauch; der Geruch des Schwefelwasserstoffes macht dem der schwefligen Säure Platz. Der Vorgang ist

Fig. 198.



Karte der Solfatara von Pozzuoli. Nach Mercalli.

der einer Entzündung eines langsam explodierenden Gasgemisches, das Wärme entbindet und die Expansionskraft der Gase steigert, die sich den kommunizierenden übrigen Solfataren mitteilt. De Lorenzo deutet das Phänomen anders. Die aus dem Verbrennungsprozess herstammenden Kohlentelchen veranlassen eine erhöhte Kondensation der Dämpfe. Hierbei bleibt unerklärt, wie die nicht gereizten Solfataren durch den Versuch in Mitleidenschaft gezogen werden können. Neben der Hauptfumarole ziehen sich im S und SO am inneren Kraterrand zahlreiche

kleinere Solfataren entlang, deren Temperaturen zwischen 97 und 99° schwanken.

Eine neue Solfatara entstand am 8. August 1904 westlich von der grossen mit einer Temperatur von 97—98°. Einzelne Schlammvulkane erheben sich noch auf der Mitte des Kraterbodens. Im Laufe der Jahrhunderte mag eine häufige Verschiebung der Verhältnisse eingetreten sein. Im 17. Jahrhundert fand sich das Haupttätigkeitszentrum in NO, gegenwärtig in SO. Diese Verlegung führte Mercalli zu dem Schluss, dass

Fig. 199.



Bocca grande der Solfatara. Nach Phot. von H. Haas.

die Gasemanationen nicht dem zentralen Schlot entstammen, sondern Radialspalten als Bahnen benutzen.

Das rhythmische Auf- und Absteigen der Geoisothermen bedingt in erster Linie das Verhalten der Solfatara, dabei erreicht die Phase aber nicht mehr die Exhalationen der Chlorgruppe. Die Phasenperiode ist unabhängig von dem Phasengang des Vesuv, was auf einen selbständigen Herd deutet. Hinzu kommt der schwankende Wasserzufluss von aussen, der ein Auf- und Niedergehen des Grundwasserspiegels bedingt. Beide Erscheinungen überdecken sich. Solfataren sind eine sehr weit verbreitete Erscheinung.

Suffionen, Soufflards.

Suffioni werden Wasserdampfaushauchungen, vermischt mit CO_2 und H_2S , im oberen Talgebiet der Cecina und Cornia in der Volterra in Toskana genannt. Dampf von 120° bis 105° wird aus zahlreichen Bodenspalten 10—30 m hoch emporgeschleudert. Das heisse Wasser ergiesst sich in beckenförmige Vertiefungen, Lagunen genannt, und setzt neben Gips, anderen Sulfaten und Schwefel auch Borsäure ab. Das Exhalationsgebiet ist etwa 30 Quadratmeilen gross. Die Suffionen wechseln im Gegensatz zu den Solfataren sehr häufig ihre Lage. Im allgemeinen zeigt die Erscheinung die Tendenz, talaufwärts zu wandern. Die Borsäure soll nach Bechi (7) einem Magnesiumborsilikat aus dem Serpentin des Untergrundes entstammen. Die toskanischen Suffionen treten auf tertiärem Sedimentboden zutage und sind pseudovulkanische Erscheinungen. Eine Beschreibung des Vorkommens findet sich bei Daubrée (43) I, S. 398—407.

Suffionen.

In einem weiteren Stadium werden die Solfataren durch die Geysire und Thermen abgelöst.

Geysire, Thermen und Mineralquellen (43—49).

Die Therme ist ein relativer Begriff. Man versteht unter Therme oder Thermalquelle eine Quelle, deren Temperatur höher als die mittlere Jahrestemperatur des Ortes ist, wo sie entspringt. Je nach der geographischen Breite und dem Klima erhält dieser Begriff einen verschiedenen Umfang. In den Polargegenden mit einer mittleren Jahrestemperatur von 0° wäre demnach jede Quelle bereits eine Therme. In unseren Breiten würde das Jahresmittel von 11° demnach die Therme gegen die kalte Quelle abgrenzen. In den Tropen liegt die Grenze entsprechend höher. Ein so dehnbarer Begriff ist für die praktische Verwendung unbequem. Man hat ihn daher durch den der absoluten Therme ersetzt. Unter absoluten Thermen versteht man Quellen, deren Temperatur wesentlich über der mittleren Lufttemperatur des Ursprungsortes liegt, die Grenze zwischen Therme und kalter Quelle ist konventionell festzusetzen. Das deutsche Bäderbuch (49) zählt alle Quellen mit einer Temperatur von über 20° zu den Thermen, und passt sich damit dem Sprachgebrauch am besten an. Die absolute Therme kann alle Temperaturen zwischen 20° — 100° besitzen. Schneider (47) unterscheidet noch zwischen warmen Thermen und heissen Quellen und nimmt als Grenztemperatur 50° . Die relativen Thermen unter 20° bezeichnet er als kalte. Suess (44) teilt die Quellen höherer Temperatur weiter in Geysir- oder Siedequellen und Sprudel ein.

Definition
der Therme.

Eine weitere Unterscheidung lässt sich nach der Menge und Natur der gelösten Bestandteile treffen.

Mineralquelle.

Mineralquellen sind Quellen, die durch ihren höheren Gehalt an gelösten mineralischen Bestandteilen oder absorbierten Gasen oder durch höhere Radioaktivität ausgezeichnet sind. Die Mineralquelle braucht nicht notwendig eine Therme zu sein, ebenso wie eine Therme nicht immer eine Mineralquelle ist. Thermen ohne gelöste mineralische Bestandteile pflegt man indifferente oder Akratothermen oder Wildbäder zu nennen. Die Grenze zwischen Mineralquelle und gewöhnlicher Quelle setzt das deutsche Bäderbuch konventionell dahin fest, dass in 1 kg Wasser wenigstens 1 g gelöster Bestandteile enthalten sein müsse.

Nach der Natur des Anions der gelösten Bestandteile teilt man die Quellen in drei Gruppen:

1. Alkalische oder erdige Quellen mit vorherrschenden HCO_3^- -Ionen.
2. Muriatische Quellen mit herrschenden Cl^- -Ionen.
3. Bitterquellen mit herrschenden Sulfat-, SO_4^{2-} -Ionen.

Die Untergruppen ergeben sich durch die Natur der Kationen der Lösung.

Neben dieser, vom wissenschaftlichen Standpunkt aus allein korrekten Einteilung, unterscheidet man häufig: Sauerlinge, alkalische Quellen, Kochsalzquellen, Eisen- oder Stahlquellen, Schwefelquellen, Bittersalzquellen, Sulfatquellen, Kieselquellen.

Die Quellen mit einem Gehalt an freier Kohlensäure, die man als Sauerlinge zu bezeichnen pflegt, haben für die postvulkanischen Erscheinungen eine besondere Bedeutung.

Zusammenhang
zwisch. Thermen
und Vulkanis-
mus.

Die Quellen und Thermen interessieren uns hier nur soweit, als ein Zusammenhang mit dem vulkanischen Phänomen sich erweisen lässt. Sie sind zwar alle „tiefschächtige“, d. h. sie kommen aus grösserer Tiefe, allein, das sei ausdrücklich hervorgehoben, sie brauchen durchaus nicht immer mit dem Vulkanismus in genetischem Zusammenhang zu stehen. Dass ein solcher in sehr vielen Fällen wirklich besteht, lehrt sofort die geographische Verteilung gewisser Thermen und Mineralquellen. Sie entspringen entweder auf vulkanischem Boden oder in dessen Nähe, während andere in Gebieten zutage treten, die durch tiefgehende Verwerfungen und Spaltensysteme durchschnitten werden.

In Gegenden, in denen die letzten Äusserungen vulkanischer Kräfte zeitlich weit zurückliegen, können noch Thermen und Mineralquellen, z. B. Sauerlinge, hervortreten. Diese Erscheinungen gehören daher zu den postvulkanischen Äusserungen eines langsam ersterbenden Vulkanherdes. Sie zeichnen sich allgemein durch ihre ausserordentliche Stetigkeit aus, d. h. sie bewahren ihren Charakter unverändert durch lange Zeiträume.

Der gleichbleibende Charakter der postvulkanischen Erscheinungen steht in scharfem Gegensatz zu dem wechselnden, intermittierenden der vulkanischen Ausbrucherscheinungen.

Die ältere Deutung dieser postvulkanischen Phänomene läuft auf die Vorstellung hinaus, dass Wasser von der Erdoberfläche auf Spalten oder kapillaren Hohlräumen bis in die Nähe des noch heissen Vulkanherdes vordringe und dort die hohe Temperatur und den Gehalt an gelösten Stoffen erwerbe, um in der Fortsetzung des Kreislaufes wiederum als Therme an irgend einer Stelle hervorzusprudeln.

In seinem berühmten Vortrag vor der Naturforscherversammlung in Karlsbad am 24. September 1902 gelangte E. Suess (44) zu einer anderen Auffassung. Er suchte zu zeigen, dass die meisten Thermen und Mineralquellen — er ging von den Karlsbader Heilquellen aus — samt ihren gelösten Stoffen juveniler Entstehung seien, d. h. das Wasser mit den heraufgebrachten mineralischen Bestandteilen entstamme dem Erdinnern, also dem Magma, und trete als Folge eines natürlichen Entgasungsprozesses zum erstenmal zutage. In den gelösten Salzen erscheinen dieselben Stoffe wieder, die am Vulkan aus der heissesten Phase ausgehaucht werden. Damit schien die Lösung des Problems gefunden, das für die Erklärung vieler Erscheinungen, besonders der Lagerstättenkunde, grosse Bedeutung hätte, denn ernsthafte Zweifel an der herrschenden Rolle des Wasserdampfes bei vulkanischen Eruptionen bestanden damals noch nicht.

Theorie der
juvenilen Ent-
stehung
von Suess.

Seine Lehre wurde in der Folgezeit weiter ausgebaut. Delkeskamp (45) und die meisten auf diesem Gebiet tätigen Forscher sind ihm gefolgt. Allein die Erfahrungen der letzten Jahrzehnte, besonders das von Brun beigebrachte Tatsachenmaterial, rütteln an dem Fundament der Theorie. Ist das Magma wirklich wasserfrei, so kann auch das Wasser der Therme nicht juvenil sein. Die Suesssche Theorie ist daher einer erneuten Prüfung nach diesem Gesichtspunkt hin zu unterziehen. Wenn die in diesem Buch vertretene Ansicht von der Rolle des Wassers beim Vulkanismus die richtige ist, dürfen sich aus den Thermenerscheinungen keine unlösbaren Widersprüche ergeben. In den letzten Jahren mehrten sich die Beobachtungen, die dem vadosen Bodenwasser beim Zustandekommen der Thermalerscheinungen eine grössere Rolle zuschreiben. v. Knebel (46) hatte diesen Zusammenhang in Island richtig erkannt, nur wagte er noch nicht die letzte Konsequenz zu ziehen. In einer kritischen Studie versuchte Schneider (47) die Abhängigkeit des Thermenphänomens vom Bodenwasser darzutun und damit die vadoso Natur des zutage tretenden Wassers zu erweisen.

Die Geysir- oder Siedequellen.

Geysir- oder
Siedequellen.

Der Geysir oder die Siedequelle ist eine pulsierende, heisse Quelle, die in einem mehr oder minder regelmässigen Rhythmus heisses Wasser und Wasserdampf ruckweise in die Luft auswirft. Zwischen zwei Ausbrüchen verhält sie sich vollständig ruhig, heisses Wasser erfüllt dann das Geysirbecken. Die Quellschneise hat eine zylindrische, auch trichterförmige oder unregelmässige Gestalt.

Die in dem heissen Wasser gelöste Kieselsäure oder andere Stoffe scheiden sich infolge von Abkühlung und Verdunstung aus und bedecken den Boden mit terrassenförmig abfallenden Sinterablagerungen. Der Kieselsinter kleidet auch die Wände des Quellschachtes aus und baut um die Mündungsstelle einen kraterähnlichen Konus auf.

Die Inkrustationen nehmen in demselben Umfang zu, als die Verdunstungsfläche bzw. Abkühlungsfläche grösser wird. Die dadurch bewirkte Bodenerhöhung setzt dem Wasserabfluss Hindernisse entgegen und leitet denselben nach den tieferen Stellen hin. So baut sich allmählich um das Quellenbassin ein Hügel von Kieselsinter auf, in welchen das heisse Wasser in einer zylindrischen Röhre, dem Geysirsteigerrohr, aufsteigt. Der Geysirkanal läuft gewöhnlich in ein Bassin aus, das entweder eine schüsselförmige, trichter- bis kraterförmige und krugförmige Gestalt haben kann. Das Bassin kann auch ganz fehlen.

Die Erscheinungen des Geysirphänomens sind sehr mannigfaltige. Nach den Ausbrucherscheinungen kann man einteilen:

1. Kochquellen.

Das Wasser kocht dauernd. Dieselben besitzen entweder einen Abfluss oder nicht.

2. Geysir- oder Springquellen im eigentlichen Sinn. Ihr charakteristisches Merkmal ist der periodisch eintretende gewaltsame Ausbruch von Wasser- und Dampfmassen.

Die Ausbrüche folgen in sehr verschiedenen Zeitabständen. Die Periode zählt nach Minuten, Stunden, Tagen und Wochen. Sie ändert sich im Laufe der Zeit bei ein und demselben Geysir. Allgemein kann man die Feststellung machen, dass das Geysirphänomen stark im Rückgang begriffen ist.

Die Ausbrüche sind ihrer Natur nach sehr verschieden; man kann unterscheiden:

a) Kontinuierliche Springquellen.

Sie sind gesteigerte Kochquellen und schleudern zeitweilig das kochende Wasser 1—1½ m in die Höhe.

b) Alternierende Springquellen.

Zwei oder mehrere benachbarte Quellen lösen sich in ihrer Tätigkeit ab und zwar in der Weise, dass in dem Augenblick, wo die eine

Quelle ihre Tätigkeit einstellt, die andere damit beginnt, so dass stets eine der Quellen in Tätigkeit ist. Es kann aber auch eine Ruhepause zwischen den Ausbrüchen eintreten. In dieser Weise sind nicht allein Siedequellen miteinander verknüpft, sondern Siedequellen und Gasquellen treten gelegentlich in ein alternierendes Abhängigkeitsverhältnis.

c) Intermittierende Springquellen.

Der Geysir im eigentlichen Sinn ist eine intermittierende Springquelle. Der Ausbruch tritt nur zeitweilig ein.

a) Geysire mit regelmässiger Periode (50).

(Stehende Geysire.)

Geysire mit regelmässiger Periode.

Typus Old Faithfull, der grosse Geysir in Island (zeitweilig).

Typus Old Faithfull.

Zeiten der Ruhe wechseln in regelmässiger Folge mit den Eruptionen, die in gewaltsamen Ausbrüchen von heissem Wasser und Dampf bestehen. Beim grossen Geysir in Island werden die Wassermassen bis zu 66 m Höhe geschleudert. Wie bereits oben bemerkt wurde, ändert sich die Periode mit der Zeit. Für den grossen Geysir liess sich feststellen:

1772	1805	1860	1883	1896	1905
$\frac{1}{2}$ Stunde	6 Stunden	4—5 Tage	20 Tage	1 Tag	3—8 Tage

Die Periode ist länger und unregelmässiger geworden. Das grosse Erdbeben 1896 zog eine Verjüngung der Geysirtätigkeit nach sich, die aber nur von kurzer Dauer war.

b) Geysire mit unregelmässiger Periode.

Typus Excelsior. Überfliessende Geysire.

Geysire mit unregelmässiger Periode.
Typus Excelsior.

Das Wasser fliesst ab, der Quellschacht hat reichlichen Zufluss von kühlerem Wasser. Nur wenn dieser besonders gering ist, kommt es noch zum Ausbruch.

c) Typus Atami.

Typus Atami.

Die Geysire von Atami an der Idzüküste in Japan stellen nach der Beschreibung von Honda und Terada (51) einen besonderen Typus, eine Vereinigung der beiden ersten, dar. Die Eruptionen sind von grosser Regelmässigkeit, 5mal in 24 Stunden treten sie ein. Ihre Periode beträgt 5—6 Stunden. Dieser regelmässige Rhythmus wird durch unregelmässig eintretende Wasser- und Dampfausbrüche, sog. „Nagawaki“, unterbrochen, die 12 Stunden anhalten und gewaltige Wassermengen zutage fördern. In besonders hierfür bemerkenswerten Jahren treten sie monatlich 1mal, in der letzten Zeit nur 2- oder 3mal im Jahre ein.

Bei einem gewöhnlichen Ausbruch sind nach einer Berechnung der genannten Autoren 45 cbm Wasser und 800 kg Dampf gefördert worden.

Die Ausströmungsgeschwindigkeit des Wassers wurde zu 1,5—2 Sekundenmeter, des Dampfes zu 18—24 Sekundenmeter gemessen.

Fig. 200.



Old Faithfull-Geysir in Eruption. Nach Phot.

Eine andere Einteilung nach der Eruptionsphase schlägt Peale (52) vor.
 1. Geysire mit einer Eruptionsphase. Der Ausbruch ist nur eine Wassereruption. Rasch aufeinanderfolgende Wasserstrahlen werden ausgeschleudert. Beispiele: Old Faithfull, Beehive.

2. Geysire mit einer Wassereruption und darauffolgender Dampf-eruptionsphase. Die letztere kann längere Zeit andauern. Beispiel: Castle.

3. Geysir mit verschiedenen Wassereruptionen, die durch Pausen von mehreren Minuten getrennt werden. Das Hauptintervall beträgt ein oder mehrere Tage. Beispiele: Grand, Giantess.

4. Geysire mit verlängerter Eruptionsperiode, der eine Dampfphase folgt. Beispiel: Giant, Union.

Die Zusammensetzung des Geysirwassers und seine Absätze. Die Zusammen-
 setzung des
 Geysirwassers
 und seine Ab-
 sätze.

Analysen von Geysirwässern. In einem Liter Wasser sind:

	1	2	3	4
NaCl = 0,2638	2,521	3,75	5,409	
KCl =		1,81	0,354	
CaCl ₂ =		1,767	2,893	
MgCl ₂ =		2,333	0,0145	
Na ₂ SO ₄ = 0,1343	1,070			
K ₂ SO ₄ = 0,0180	0,475			
CaSO ₄ =		0,193	0,1313	
MgSO ₄ = 0,0091	0,042			
Na ₂ CO ₃ = 0,1227	1,939			
FeH(CO ₃) ₂ =		0,0031	0,002	
CaH(CO ₃) ₂ =		0,0042	Sp.	
SiO ₂ = 0,5190	5,097	0,110	0,5249	
CO ₂ = 0,1520	0,557			
S = 0,0036				
Feste Bestandteile = 1,2225		10,0104	9,235	

1. Grosser Geysir Island, Damour bei Des Cloizeaux (53).

2. Grosser Geysir Island, anal. Sandberger bei Bunsen (54)
 (NH₄)₂CO₃ = 0,083, Na₂S = 0,088.

3. Geysir von Atami, Japan 1874, anal. Martin bei Honda und Terada mit Spuren von NaBr, NaJ, MnCl₂.

4. Derselbe 1883 anal. Dr. Tawada bei Honda und Terada (51)
 mit Spuren von NaBr, NaJ, MnCl₂.

Die Geysirwässer des Yellowstone-Park lassen sich nach Hague in 4 Gruppen einteilen:

1. Geysirwässer, die vorwiegend kohlensauen Kalk gelöst haben und solchen absetzen. Beispiel Mammoth Spring.

2. Alkalische Geysirwässer mit vorwiegend gelöster Kieselsäure.

3. Geysirwässer mit gelösten Kalksilikaten. Sie vereinigen die Eigenschaften von 1 und 2.

4. Kieselsäurereiche Wasser mit freier Säure.

Analysen der heissen Quellen des Yellowstone
National Park nach Gooch and Whitfield.

Gramm auf 1 kg Wasser.

1	2	3	4	5	6	7
$\text{NH}_4\text{Cl} = 0,0019$	0,0007	0,0004	Sp.	Sp.		0,0000
$\text{LiCl} = 0,0140$	0,0492	0,0213	0,0121	0,0340	0,0346	0,0370
$\text{NaCl} = 0,1903$	0,9760	0,4636	0,3948	0,0051	0,6173	0,5582
$\text{KCl} = 0,0976$	0,0768	0,0720	0,0621	0,6393	0,0783	0,0407
$\text{KBr} = \text{Sp.}$	0,0039	0,0006	Sp.	0,0478	Sp.	Sp.
$\text{Na}_2\text{SO}_4 = 0,1448$	0,0404	0,0346	0,0259	0,0270	0,0296	0,0481
$\text{MgSO}_4 = 0,3645$	0,0005					
$\text{CaSO}_4 = 0,1953$	0,0230					
$\text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_7 = 0,0326$	0,0319	0,0198	0,0232	0,0213	0,0336	0,0209
$\text{NaAsO}_2 = 0,0041$	0,0029	0,0035	0,0034	0,0027	0,0008	0,0014
$\text{CaCO}_3 = 0,6254$	0,0061	0,0035	0,0055	0,0038	0,0017	0,0098
$\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,0093$	0,0004	0,0108	0,0023	0,0017	0,0093	0,0055
$\text{SiO}_2 = 0,0517$	0,4180	0,3315	0,2214	0,3691	0,3917	0,3042
$\text{CO}_2 = 0,3537$	0,0019	0,0801	0,1365		0,0213	0,0086
$\text{H}_2\text{S} = \text{Sp.}$	Sp.	Sp.	Sp.	0,0002	Sp.	
Summa = 2,0852	1,6328	1,3997	1,4725	1,3908	1,4183	1,2111

1. Cleopatra Spring. (Mammoth Hot Springs).

2. Fearless Geysir, Norris Geysir Bassin, CsCl , RbCl , $\text{Sp. FeCO}_3 = 0,0011$.

3. Fountain Geysir, Norris Geysir Bassin, ausserdem $\text{Na}_2\text{CO}_3 = 0,3541$, $\text{MgCO}_3 = 0,0035$, $\text{FeCO}_3 = 0,0004$, $\text{MnCO}_3 = \text{Sp.}$

4. Excelsior Geysir, Midway Bassin, ausserdem $\text{Na}_2\text{HPO}_4 = \text{Sp. Na}_2\text{CO}_3 = 0,5739$, $\text{MgCO}_3 = 0,0077$, $\text{FeCO}_3 = 0,0037$.

5. Old Faithful Geysir, Upper Geysir Bassin, $\text{CsCl} = \text{Sp. RbCl} = \text{Sp. Na}_2\text{CO}_3 = 0,2088$, $\text{Na}_2\text{SiO}_3 = 0,0279$, $\text{MgCO}_3 = 0,0021$, $\text{FeCO}_3 = \text{Sp. MnCO}_3 = \text{Sp.}$

6. Giantess Geysir, Upper Geysir Bassin, $\text{Na}_2\text{CO}_3 = 0,1959$, $\text{MgCO}_3 = 0,0042$.

7. Beehive Geysir, Upper Geysir Bassin, $\text{Na}_2\text{CO}_3 = 0,1754$, $\text{MgCO}_3 = 0,0007$.

Die Analysen sind von F. A. Gooch und J. E. Whitfield, Analyses of Waters of Yellowstone National Park. Bull. of the U. S. Geol. Survey Nr. 47, Washington veröffentlicht.

An Gasen sind festgestellt: CO_2 , O_2 , H_2 , N_2 , Sp. von CH_4 , H_2S in zwei Fällen.

Die Absätze der Springquellen bestehen hauptsächlich aus Kiesel-sinter, einer amorphen, opalartigen Substanz, die gewöhnlich als „Geysirit“

bezeichnet wird. Pealit und Michailit sind ähnliche Opalsinter. Andere Springquellen setzen kohlen sauren Kalk ab.

Kieselsoolithe im altsilurischen „Calceiferous Sandstone“ von Pennsylvania werden als Thermalabsätze gedeutet. In diesen treten in der Umgebung des Pennsylvania State College in der Center County aus Chalzedon bestehende Bruchstücke auf, die Wieland (55) nach ihrer Struktur als Reste von Geysirbecken anspricht.

Dieses Vorkommen würde zeigen, dass das Geysirphänomen auch in der geologischen Vergangenheit gelegentlich zustande gekommen ist.

Die Verbreitung der Springquellen.

Im Vergleich zu der weiten Verbreitung der vulkanischen Erscheinungen auf Erden ist das Geysirphänomen selten. Es steht in dieser Beziehung im Gegensatz zu den Fumarolen und Solfataren, die dem Vulkan in einer bestimmten Phase seiner Lebenstätigkeit niemals fehlen. Die Bedingungen für die Entstehung von Springquellen werden daher nur in seltenen Fällen erfüllt sein. Ehe aber eine Erklärung des Phänomens versucht werden kann, ist es erforderlich die hauptsächlichsten Geysirgebiete einer näheren Betrachtung zu unterziehen.

Verbreitung der
Springquellen.

Island. (56—63).

Island ist das klassische Land der Thermen und Springquellen. Hier ist die Erscheinung zuerst bekannt und auch eingehend wissenschaftlich untersucht worden. Vgl. Karte, Fig. 131. Der Isländer hat für die Mannigfaltigkeit der Thermen seines Landes ein sehr feines Verständnis und treffende Lokalnamen für die verschiedenartigen Quellen sind im Gebrauch. Er bezeichnet als „Ölkelda“ (Bierquelle) eine kohlen säurehaltige, kaum warme Quelle, als „Laug“ (warmes Bad) eine warme Quelle, die den Siedepunkt aber nicht erreicht, als „Hverr“ jede heisse Quelle. Dieser Ausdruck wird besonders für die heissen, Kieselsinter absetzenden Quellen gebraucht. Ein Hverr, der Wasser mit grosser Mächtigkeit auswirft, wird „Geysir“ genannt.

Island.

„Námi“ (Grube) bezeichnet eine Solfatara und „Leirhverr“ (Tonquelle) einen Schlammvulkan oder Makalube.

Keilhack (60) hat eine Aufzählung der ausserordentlich zahlreichen Thermen gegeben, auf die verwiesen sei. Im folgenden sollen nur die bedeutendsten Thermengebiete besprochen werden, um das Tatsachenmaterial zur Erklärung der Erscheinung zu gewinnen.

1. Nordwestliche Halbinsel.

Am Südrande der nordwestlichen Halbinsel, in der Landschaft Bardastrandar-Sýsla, kommen nach Keilhack Springquellen vor. Der

Bardastrandar-
Sýsla.

Geysir „Krablanda“ wirft aus seiner $\frac{2}{3}$ m grossen Öffnung alle 4—Minuten einen $1\frac{1}{3}$ m hohen Wasserstrahl aus und pausiert dann ebenso lange.

2. Thermengebiet von Reykir am Skagafjord im Norden.

Reykir am
Skagafjord.

Dasselbe ist besonders dadurch bemerkenswert, dass die jüngeren vulkanischen Erscheinungen hier vollständig fehlen. Der miozäne Basalt ist allerdings sehr stark zerklüftet, das Gebiet ungemein wasserreich.

3. Das Mývatner Staffelland.

Im Nordland ist die Gegend des Mývatn (Mückensee) besonders reich an postvulkanischen Erscheinungen. Trotz bedeutender Niederschlagsmengen besitzt die Gegend keinen nennenswerten oberflächlichen Abfluss. Das Wasser sickert in den Boden ein.

Námufjall.

Östlich vom See am Námufjall finden sich nach Schneider (47) wenig tätige Schlammvulkane, höher am Berghang mehrten sich die Solfataren, am Gipfel treten zahlreiche Heissluftausströmungen zutage. Gegen Norden fliesst ein schwaches Wässerchen und verliert sich nach einem Lauf von 1 km bereits in dem völlig aufgeweichten Boden. An seinem Hang stellen sich Heissluftausströmungen ein. An den Stellen, wo das Wasser über eine solche Exhalation hinüberströmt, wird es springbrunnenartig in die Höhe geworfen.

Reykjalid.

Nördlich vom See liegt das Solfatarenfeld von Reykjalid, das mit dem Ausbruch der Leirhnukrspalte in Zusammenhang zu bringen ist. Weite Pfuhe aus blaugrauem Tonschlamm lassen grosse Gasblasen langsam aufsteigen. Auf der Höhe des Berges zischen zahlreiche Dampfstrahlen empor, während die Gehänge solfatarenfrei sind. Sartorius von Waltershausen (57) bezeichnete die Gegend als eine wahre Hexenküche. Nach Preyer und Zirkel (58) wurde der Schlamm alle 3—4 Sekunden 5 m hoch ausgeworfen, im Jahre 1905 nur noch alle $\frac{1}{2}$ —1 Minute.

Der Einfluss des Bodenwassers auf die Erscheinung ist augenfällig. Schneider (47) weist auf diese Beziehung hin. Wo das Bodenwasser mächtig ist, treten Schlammvulkane auf; ist die Exhalation stark genug, das Eindringen der Wasser von dem Auspustrohr fernzuhalten, so wird dasselbe springbrunnenartig, wie in dem oben erwähnten Bachbett, hochgeworfen. Auf der Höhe des Berges erscheinen nur Heissluftausströmungen oder Solfataren.

Blajfall.

Uxahverr.

Weitere Gebiete liegen südlich vom See am Blajfall. Keilhack beschreibt in der Mitte zwischen Husavik und dem Mückensee einen intermittierenden Geysir „Uxahverr“, der alle 5—6 Minuten einen 1 m hohen Wasserstrahl auswirft.

4. Thermengebiet von Hveravellir.

Das grösste Thermengebiet der Insel ist das von Hveravellir zwischen den Inlandeisparten des Hofsjökull und Langjökull, berühmt wegen der Schönheit seines klaren, blauen Wassers in den Quellbecken.

Hveravellir.

5. Thermengebiet von Reykolt.

Im Reykoltisdals, nordöstlich von Borgafjord, nördlich von Reykjavik, beschrieb Mackenzie (73) neben anderen alternierenden Springquellen eine kleine Kochquelle, welche alle 2 Minuten erst siedendes Wasser, dann Dampf auswarf. Auch dieses Gebiet war seit dem Miozän frei von vulkanischen Äusserungen.

Reykolt.

6. Das Geysirgebiet von Haukadalsr.

Im Stromgebiet der Hvítá liegt westlich von Reykjavik und südlich vom Lang-Jökull das bekannteste Geysirgebiet, das Islands grossen Geysir trägt. Der Geysir entquillt am Nordrande eines weiten, sumpfigen Tieflandes, welches von wasserreichen Flüssen durchströmt wird. Die Thermen liegen nach von Knebel weitab von Spuren jüngster vulkanischer Tätigkeit an den Gehängen eines glazial geschrämmten, liparischen Rückens, dem „Langafjall“ (Thermenberg). Wie einzelne Funde von *Pecten islandicus*, *Mya*, *Cardium grönlandicum* beweisen, muss die Ebene vor nicht langer Zeit Meeresboden gewesen sein, die Thermen können demnach, wie Schneider zeigte, höchstens rezent sein; der Geysir ist kaum älter als die Besiedelung des Landes.

Haukadalsr.

Von dem grossen Geysir war bereits oben die Rede. Zur Zeit von Bunsen und Des Cloizeaux 1846 lief ein zylindrisches, 23,50 m langes Geysirsteigrohr in eine 1,57 m tiefe Wanne aus, deren Durchmesser von N—S 16 m, von O—W 18 m betrug; das Quellrohr besass ein Lumen von 3 m. Keilhack ermittelte 1883 die Länge des Steigrohres zu 30 m, den Durchmesser zu 5 m. Der grosse Geysir wird zum ersten Male im Jahre 1647 erwähnt.

Der grosse Geysir.

200 m südwestlich liegt ein kleinerer Geysir, die Oderis holla, in einem 5 m tieferen Niveau. 1905 sprang dieselbe ständig. Durch Drosselung liess sich ihre Auswurfshöhe auf 5 m erhöhen.

Oderis holla.

Die einige Meter über dem grossen Geysir gelegene „Konungsvher“ ist erloschen. Sie soll 1877 noch tätig gewesen sein. Zwischen Geysir und der Oderis holla liegt der Strokkr (Butterfass). Derselbe wurde von Des Cloizeaux und Bunsen eingehend untersucht. Er stellt ein trichterförmiges Loch im Boden ohne Sinterkegel dar, von einem Durchmesser von 2,40 m, das sich schnell zu einem 0,26 m weiten und 13,55 m tiefen Rohr verjüngt. Der Strokkr war damals in beständigem Sieden begriffen und machte von Zeit zu Zeit grössere Eruptionen. Dieselben

Strokkr.

lassen sich aber auch künstlich durch Verstopfung des Quellenrohres jederzeit herbeiführen. Die freiwilligen Ausbrüche haben seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts aufgehört, selbst das Erdbeben 1896 hat keine Änderung eintreten lassen. Entstanden ist er durch das Erdbeben vom Jahre 1789 (Keilhack).

Der alte Strokkr, auch Bleri oder brüllender Geysir genannt, lag dicht neben der Konungsyher. Er war eine intermittierende Springquelle, die alle 4—5 Minuten einen 9—12 m hohen Wasserstrahl auswarf. Nach Bildung des neuen stellte er seine Tätigkeit ein.

Eine weitere Springquelle, der kleine Geysir, bestand noch am Anfang des 19. Jahrhunderts.

Auch in diesem Gebiet lässt sich wieder eine Abhängigkeit vom Bodenwasser erkennen. Die tiefste Siedequelle, die Oderis holla, ist ständig tätig. Der Geysir in mittlerer Höhenlage ist nur noch wenig tätig, während die am höchsten gelegene Konungsyher völlig erloschen ist.

Schneider fasst diese Beziehungen dahin zusammen, dass, je höher der Quellenaustritt liegt, um so eher die Ausbruchstätigkeit nachlässt; je mehr das Bodenwasser die Vorherrschaft gewinnt (Strokkr), desto seltener die Ausbrüche werden. Ein Aufstauen des Bodenwassers erstickt die Thermen. Ein Abzapfen desselben kann zwar vereinzelte Quellen zu erhöhter Tätigkeit anregen, aber die höhergelegenen nicht mehr ins Leben zurückrufen, da ihre Steigrohre zu lang geworden sind.

7. Thermengebiet bei Reykir, südlich Thingvallasee im Südländ.

Reykir südlich
Thingvallavtn.

Dieses Gebiet ist in seiner Tätigkeit in den letzten hundert Jahren sehr stark zurückgegangen. Das Erdbeben 1789 hatte starke Veränderungen zur Folge. Die Thermen von Reykir liegen nach Keilhacks Beschreibung in einer mit Torf erfüllten Talerweiterung.

8. Thermen am Laugarvatn (Thermensee).

Laugarvatn.

Dieses Gebiet liegt nordöstlich von dem vorigen, zwischen dem Thingvallavatn und dem grossen Geysir in einem stark versumpften Terrain. In regelmässigem Rhythmus sprudelt alle 2—3 Minuten aus kreisrunden Sinterbecken kochendes Wasser über. Die Quellen liegen im Bereich des Grundwassers. v. Knebel deutet sie „als im Grundwasser ertrunkene Geysire“.

9. Solfatarenfeld von Krisuvig.

Krisuvig.

Das Solfatarenfeld von Krisuvig auf der südwestlichen Halbinsel ist deshalb besonders lehrreich, weil sich hier der innige Zusammenhang zwischen Solfataren, Grundwasser und Thermen erweisen lässt.

Am Südostfusse eines 200—300 m hohen Tuffrückens, dem Sveifluhals, dehnt sich eine weite, sumpfige Ebene aus. Die Kaldá, ein Fluss mit äusserst geringem Gefälle, entwässert den Klefarstausee. In dem aufgeweichten Boden finden sich gegen den Hang des Tuffrückens in bunter Mannigfaltigkeit Solfataren, Schwefelwasserstoffumarolen, Springquellen und Schlammvulkane. Verstopft man die Solfataren so treten nach Schneider sofort die Springquellen und Schlammvulkane in lebhaftere Tätigkeit ein. Werden auch die Springquellen durch Einwerfen von Rasenstücken mundtot gemacht, so werfen die Schlammvulkane reichliche Schlammassen aus. Dämmt man dagegen das Oberflächenwasser oberhalb der Felder ab, so tritt an Stelle der Springquelle Wasserdampf zutage, die Schlammvulkane stellen ihre Tätigkeit ein. Die Gasexhalationen am Hange des Berges werden durch diese Ursache nicht beeinflusst. Solfataren und Fumarolen erzeugen mit dem Grundwasser Thermen, Springquellen und Schlammvulkane.

10. Kap Reykjanes.

Kap Reykjanes, die Spitze der Südwesthalbinsel, heisst Rauchkap, Kap Reykjanes. der Name deutet bereits auf Dampfaushauchungen hin. v. Knebel hat dieses zurzeit grösste Solfatarenfeld anschaulich beschrieben und abgebildet. Wenige hundert Meter vom Strand gegen Osten nur wenige Meter über dem Meerespiegel brodeln in einer grossen kesselartigen Vertiefung die Dämpfe und Gase (Schwefelwasserstoff) aus tuffigen Materialien hervor. Immer eine Stunde nach Eintreten der Flut beobachtet man eine erhöhte Dampfentwicklung. Nun fand v. Knebel (56, 61) unter den gelben und roten Inkrustationen der heutigen Fumarolen eine Decke von Kieselsinter. Dieser Fund beweist, dass ein Solfatarenfeld, wenn es in den Bereich des Grundwassers gerät, in Thermen und Springquellen übergeht. Am Kap Reykjanes ist diese Umwandlung bereits einmal eingetreten und durch Senkung des Grundwasserspiegels wieder rückläufig geworden. Diese Auffassung erfährt durch die Feststellung Sappers (63) eine nachträgliche Bestätigung, insofern als ein Jahr später sich eine unmittelbar am Meere austretende Solfatara in einen Geysir verwandelt hatte, der zur Zeit der Flut in Tätigkeit ist, während der Ebbe aber ruht.

Das Geysirgebiet des Yellowstone-Nationalparks in den Vereinigten Staaten.

In grossartigster Weise ist das Geysirphänomen im Yellowstone-Nationalpark in den Rocky Mts. entwickelt. Im Quellgebiet des Yellowstone-, Madison- und Snakeriver in einer Höhenlage von 2000—2500 m sind auf einem Gebiet von 8000 qkm 3500 Thermen und unter ihnen

Yellowstone-
park.

über 100 Geysire bekannt geworden, hierzu kommen noch ungezählte Solfataren und Schlammvulkane. Von der reichen Mannigfaltigkeit des Phänomens geben die eingehenden Untersuchungen von Holmes und Peale (52) eine gute Vorstellung. Die Springquellen treten innerhalb des weiten Rhyolithplateaus auf, das sich zwischen der Absharoka Range und dem Windriverplateau einschaltet. Die Masseneruptionen des Rhyoliths erfolgten nach dem Ausbruch der miozänen, basischen Eruptivbreccien auf der erodierten, miozänen Landschaft. Es ist ihnen daher ein pliozänes Alter zuzuschreiben. Auf dem Gipfel der Terrace Mts. liegen kohlen-saure Kalksprudelschalen, wie sie heute von den Mammoth Hotsprings abgesetzt werden, auf unverändertem Rhyolith und unter glazialen

Fig. 201.



Riverside-Geysir, Yellowstone Nationalpark. Nach Phot.

Schottern. Damit bestimmt sich die Zeitdauer der Thermenerscheinung von postpliozän und zwar präglazial bis zur Gegenwart.

Nach Peale (52) verteilen sich die Thermen und Geysire auf folgende 12 Bezirke:

1. Die Mammoth Hotsprings am Gardiner River.
2. Quellen am Yellowstone River hinter dem grossen Cañon und am East Fork.
3. Die Quellen in Haydens Valley.
4. Die Quellen am Yellowstone Lake.
5. Die Quellen im Pelikan Creek.
6. Die Quellen am Gibeon River.
7. Das untere Geysirbassin am Fire Hole River.
8. Das obere Geysirbassin am Fire Hole River.



Kalksinterterrassen der Mammoth Hot Springs im Yellowstone Nationalpark

9. Das dritte Geysirbassin am Fire Hole River.
10. Das Shoshone Geysirbassin.
11. Heart Lake Geysirbassin.
12. Heisse Quellen am Lewis Lake und Snake River.

In der nachfolgenden Tabelle sind Angaben über die wichtigsten Geysire zusammengestellt.

Ein Blick auf den Atlas des Yellowstone-Nationalparks von Hague und Iddings (64) lehrt, dass die Springquellen vorzugsweise im Grundwasserniveau oder doch nur wenig darüber zutage treten. Ihre Existenzbedingungen stehen daher eng mit der Lage des Grundwasserspiegels in Zusammenhang. Dass das Geysirwasser nicht juveniler Natur, sondern vadoser Herkunft ist, folgert Hague aus einer Reihe von Beobachtungen. Die am Rande des Rhyolithplateaus gelegenen Mammoth Hot Springs setzen kohlensauren Kalk ab; derselbe stammt nachweislich aus den Kalken der jurassischen Ellisformation, die in der Nachbarschaft ansteht. Aber auch sonst zeigen die gelösten Substanzen in den Quellenwässern eine bemerkenswerte Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Untergrundes.

Jaggard (50) hat diese Abhängigkeit dargetan durch den Nachweis, dass der überfließende Geysir vom Exzelsiortypus nur dann in Tätigkeit tritt, wenn der Zufluss an meteorischem Wasser besonders gering ist. Sämtliche Thermen des Gebietes sind vom Grundwasser abhängig. Somit fehlen die wichtigsten Kennzeichen juveniler Herkunft.

Kalifornien.

Ein zweites, Kalifornien weniger bekanntes Geysirgebiet liegt nach Peale (52) in einem Seitental des Napa Valley, Pluton oder Devils Cañon, genannt in der Sonoma Co. im östlichen Kalifornien, nördlich von San Francisco. Einzelne Quellen, wie „Witches Caldron“, wallen beständig, andere, wie Steamboat Geysir, sind intermittierend und werfen das Wasser 15—30 m hoch aus. Tätige Springquellen finden sich auch im Geysir-Cañon, einem Seitental des Pluton Creek. Geysire werden ferner genannt aus der Gegend 40 km südlich von Mono Lake und 32 km von Sitka, Kalifornien.

Neuseeland (65—67).

Neuseeland.

Das dritte grosse Geysirgebiet der Erde ist die Taupozone auf der Nordinsel von Neuseeland. Die vulkanische Zone zieht sich vom Tauposee gegen Nordosten zur Plentybay. Im Waikato bei Orakaikorako beginnt die Geysirregion und verläuft der Abbruchlinie der Pairua Range bis zum Rotomahana- und Rotoitisee entlang. Vereinzelte Springquellen, wie die Karapitidampfquelle, liegen bereits nordöstlich vom Tauposee. Der Untergrund besteht zum grössten Teil aus rhyolithischen Gesteinen. Be-

Die Hauptgeysire des Yellowstone-Nationalparks.

Nach den Beobachtungen von Peale 1871—1872.

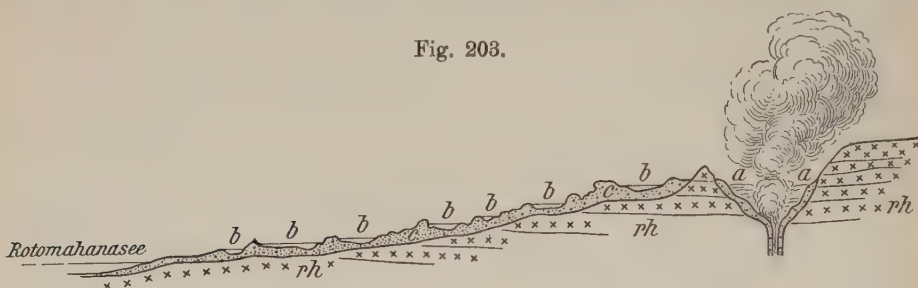
Name	Dimensionen des Beckens	Periode	Auswurf- höhe in m	Bemerkungen.
I. Mammoth Hot Springs am Gardiner River. Cleopatra Spring . .	Grosses flaches Bassin	—	—	Heisse Quelle.
II. Haydens Valley Spr. Mud Geysir	Bassin von 45 : 60,9 m, Durchmesser, 2,4 m Tiefe mit dem Geysir-Krater von 18 m Durchmesser.	3—4 Stunden	6—9	Schlammgeysir.
Giant's Caldron . .	Durchmesser 7,6 bis 9 m, Tiefe 6—9 m.	Sehr gross?	Dampf 1870 91 m hoch	Dampfausströmung aus dem Schlamm- wasser, kein Aus- bruch.
III. Gibbon Geysir Bass. Pearl Geysir	7,6 m Durchmesser, Mündung 1,5—1,8 m.	—	—	
Pebble Geysir . . .	Mündung 0,5 m.	1¼ Stunde	15	
Minute Geysir . . .	7,6 m Durchmesser.	1—4 Minuten	9—12	
Monument Geysir . .	—	—	—	
Oblique Geysir . . .	—	—	—	
VI. Unteres Geysirbas- sin am Firlhole River. Fontaine Geysir . .	9 : 6 m.	4 Stunden	15—27	
Clepsydra Geysir . .	Basis des Kegels 3 : 4,6 m, Höhe 0,9 m, Oeffnung 0,3 bis 0,9 m.	3 Minuten	3—9	Sehr regelmässige Periode.
Steady Geysir	—	—	bis 9	Das Wasser wird in schiefer Richtung mit ziemlicher Kraft aus- geschleudert.
Great Fountain oder Achitektural Geysir	3 m Durchmesser.	unregelmäss.	9—12 (3)	1875 in Tätigkeit.
Grand prismatic Spr. Cliff Caldron oder Ex- celsior Geysir . . .	76 : 106 m. 100,5 : 60,9 m.	1—4 Stunden	91, 41	
V. Oberes Geysirbassin am Fire Hole River. Giant	Kegel 3 m hoch, Basis 7,3 : 7,6 m, Mündg. 1,5 m, Durchmesser, 7,6 m tief, Gestalt eines abgebroche- nen Hornes.	Periode lang u. unbekannt	40—60	Die Eruptionen dau- ern 1½—3 Stunden.
Punsch Bowl	Bassin mit 0,45 m hohem schmalen Rand.	—	15—60	Wahrscheinlich ein Geysir.
Castle	Kastellartiges Sinterge- bäude, Oeffnung des Kegels 0,9 m.	20—25 Stund.	Wasser 28 m Dampf 35 m	Wassereruption mit folg. Dampferuption.
Grand	Bassin 16,8 m, Durchm. 0,3 m tief, Mündung 0,6 bis 1,2 m Durchmesser.	16—31 Stund.	29—60	Ohne Kraterkegel. Temperat. d. Was- sers 87°.
Old Faithfull	Mündung 0,6—1,8 m.	50—70 Min.	22,5—46	
Giantess	Mündg. 10,3 : 7,3 m.	Periode lang	76	
Bee hive	Kegel 0,9 m hoch, 0,9 u. 1,2 m an der Spitze, Mün- dung 0,6—0,9 m, Durch- messer und 6,4 m tief.	7—25 Stund.	61—67	
Niobe	1,2 m hoher Kegel, Mün- dung bis 0,6 m, Durchm.	unbekannt	23	
Three Crater	Drei aneinander gereichte Bassins.	3 Min. 57 Sek.	4,5—6	
VI. Shoshone Geysir Bas. Union	3 schmale aneinander ge- reichte Krater. Zentral- Krater 0,9 m hoch, Nord- Krater 0,3 m hoch.	5 Tage 3 Period. getrennt 3—8 St.	Zentralkegel 35 m, Nord- kegel 18 m	

sonderes Interesse verdient die Puiatherme. An ihr konnte Malfroy (66) die Abhängigkeit vom Oberflächenwasser klar demonstrieren. Es gelang ihm nämlich, durch Ableiten einer Wasserschicht von 12 cm Mächtigkeit die Therme in einen Geysir mit einer Springhöhe von 9–12 m zu verwandeln.

Die Sinterrassen des Rotomahanasees mit ihrem Geysirphänomen sind durch die Explosion des Tarawera leider zerstört worden. Doch besitzen wir von F. v. Hochstetter (65) eine sehr anschauliche Schilderung. Der Tetaratasprudel (Tetarata = tätowierter Fels) am nordöstlichen Ende des Sees war der bedeutendste. Es soll damals in sehr grossen Perioden Eruptionen von Wasser und Dampf gehabt haben und wäre demnach ein Geysir mit sehr langer Periode.

Seit Januar 1900 besass die Gegend des Tarawerasesees in dem Waimangugeysir wieder den grössten Geysir der Erde. Er wurde um diese

Fig. 203.



Sinterrassen des Rotomahanasee. Nach Hochstetter.

Zeit entdeckt, dürfte aber schon etwas früher in Tätigkeit getreten sein. Er liegt 4,6 km südwestlich vom See. Sein Becken ist nach Macolm-Maclaren (67) 40 m lang und 24 m breit und mit trübem schlammigen Wasser gefüllt. Obschon er meist täglich springt, ist seine Periode sehr unregelmässig. Manchmal erschöpft er seine Energie in einem einzigen Ausbruch und schleudert dabei 800 000 kg Wasser 457 m hoch. Ein anderes Mal ist er alle 5–6 Stunden mässig tätig. Selten betragen die Ruhepausen mehr als 30 Stunden. Im Juli und August 1904 blieb er nahezu ruhig, dann traten wieder Eruptionen mit abnehmender Intensität ein. Seit dem Oktober 1904 hat er seine Tätigkeit ganz eingestellt. Die Bildung des Waimangugeysirs steht in enger Beziehung zur Geschichte des Tarawerasesees. Die Taraweraexplosion 1886 hatte durch eine Aschenbarriere den Abfluss des Sees verlegt. Der Seespiegel stieg infolgedessen um 8,5 m. Durch erneute Verstopfung des Abflusses stieg der Spiegel noch um weitere 4 m. Am 1. November 1904 floss der See über und riss die Barriere hinweg. Dieses Ereignis rief das Erlöschen des Geysirs hervor.

In gleicher Weise ist die Tätigkeit des Crow's Nest Geysirs bei Taupo vom Wasserstand des Waikoto abhängig, bei Hochwasser springt er alle 40 Minuten, bei niedrigem Wasserstand alle 2 Stunden. Mit diesen Beispielen ist die Zahl der neuseeländischen Geysire noch lange nicht erschöpft.

Japan (51).

Auf den japanischen Inseln ist nach Honda und Terada (51) das Geysirphänomen an drei Stellen entwickelt.

1. Atami an der Izuküste.

Die Springquellen liegen hier 1 km vom Strand in 22 m Höhe. Der Untergrund besteht aus andesitischen Gesteinen. Das Geysirphänomen ist bereits oben beschrieben worden. Das Wasser ist auch hier wieder Untergrundwasser, ja z. T. Seewasser, da die Meeressalze sich darin nachweisen lassen. In einem Liter Wasser wurden gefunden:

1874	1888	Mittlere Zusammensetzung
Anal. Martin	Dr. Tawada	des Meereswassers nach
feste Bestandteile 10,0104 g	9,235 g	Forchhammer 34,299 g
NaCl = 3,79	5,409	26,862
KCl = 1,81	0,354	0,582
CaCl ₂ = 1,767	2,893	MgSO ₄ = 2,196
MgCl ₂ = 2,333	0,0145	3,239
CaSO ₄ = 0,193	0,1313	1,350
Fe(HCO ₃) ₂ = 0,0031	0,002	Rückstand 0,070
Ca(HCO ₃) ₂ = 0,0042	Sp.	—
SiO ₂ = 0,110	0,5249	—
MnCl ₂ , Sp.	Sp.	—
NaBr, NaJ Sp.	Sp.	—

2. Bei Onikobe.

Die Äusserung der Geysireruptionen sind hier ausserordentlich schwach.

3. Noboribetsu auf Hokkaido.

Der Geysir zeigte eine sehr schwache Tätigkeit. Seit 20 Jahren hat er seine intermittierenden Ausbrüche überhaupt ganz eingestellt.

Neu-Pommern und Anirinseln (Neu-Mecklenburg) (68, 69).

Auf der grossen, Neuguinea vorgelagerten Insel Neu-Pommern sind Geysirerscheinungen in der Hannambucht an der Villaumezhalbinsel durch Pflüger (68) bekannt geworden. Der Untergrund ist ein Dazit. Die heissen Quellen treten teils auf dem seichten Meeresboden, teils un-

mittelbar am Strande auf. Schlammvulkane, Solfataren und Geysire sind hier eng benachbart. Ein mächtiger Geysir wirft alle zwei Minuten Wassermengen 10 m hoch, ein kleinerer, westlich vom grossen Geysir, erreicht mit derselben Periode nur eine Auswurfshöhe von 1 m.

Auf den Anirinseln oder Feniinseln, welche Neu-Mecklenburg im Osten vorgelagert sind, hat Sapper (69) auf der Insel Ambitlé einen grossen Geysir, Balmussón genannt, beschrieben. Der Geysir tritt aus basaltischem Untergrund zutage und wirft sein Wasser 14 m hoch. Die Periode mag 5—6 Stunden betragen.

Weitere Geysirvorkommen.

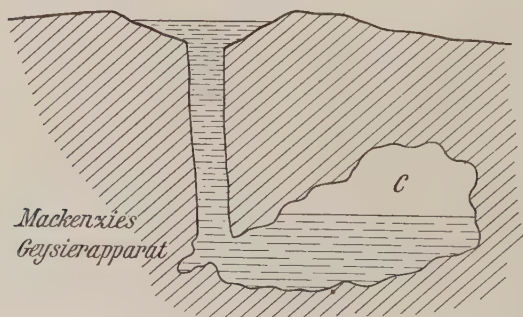
Auf San Miguel, Azoren, hat Fouqué (70) im Val de Furnas Springquellen beschrieben. Tätige Geysire werden ferner von den Vulkanen Viejo bei Chillan in Chile, in den Kraterseen des Santa Maria in Guatemala, im Poas auf Costarica und anderen Orten namhaft gemacht. Besonders merkwürdig aber ist das Auftreten eines Geysir in dem stark zerstörten Gipfelkrater des 6080 m hohen Socompa in der Puna de Atacama, den Reichert (71) 1905 entdeckt hat. Intermittierende Dampfexhalationen entstiegen dem Rande des Firtes und warfen ab und zu kochendes Wasser in die Höhe. In den Pausen hat das Wasser an der Oberfläche 65°. Der Gipfel ist vereist, so dass auch hier das Wasser sicherlich von der Oberfläche stammt. Zum Schluss sei noch ein Geysirbezirk „Chang“ am Namchensee oder Tengri Nur in Tibet in 4800 m Höhe genannt. Wasser und Dampf werden 12—15 m hoch geschleudert (72).

Die Theorie des Geysirphänomens.

Mackenzies
Theorie.

Die physikalische Erklärung des Geysirphänomens hat eine grosse Reihe von Forschern beschäftigt. Von den älteren Hypothesen sei allein die von Mackenzie (73) besprochen, da sie einen richtigen Kern enthält. Fig. 204 zeigt einen mit Wasser gefüllten Hohlraum, der

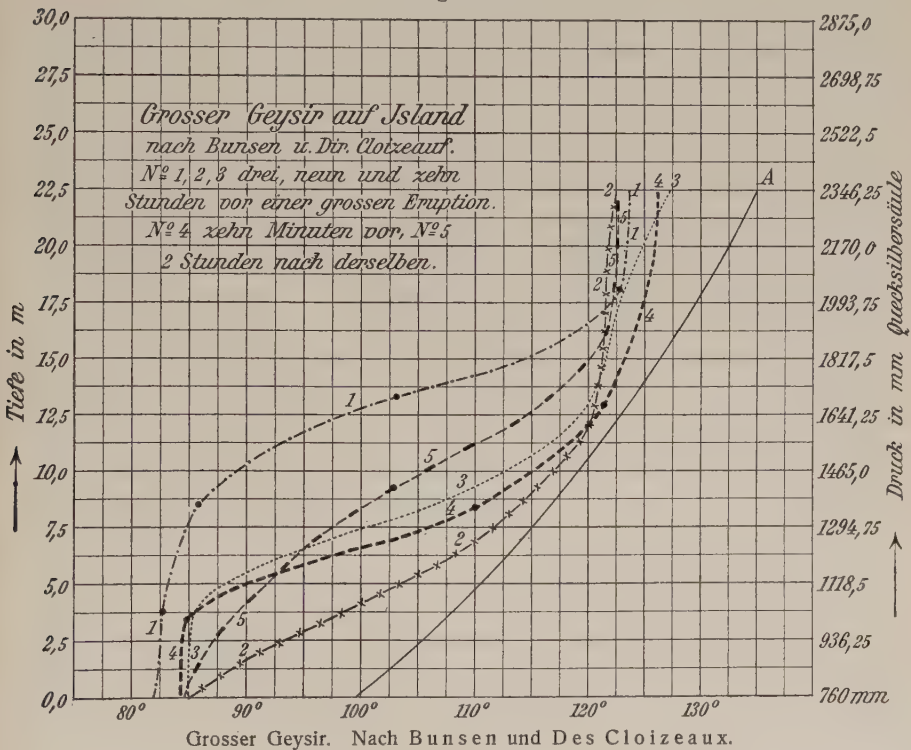
Fig. 204.



Geysirapparat. Nach Mackenzie.

durch einen absteigenden Kanal in das Geysirsteigrohr mündet. Durch die Wärme des vulkanischen Herdes wird das Wasser in C, wie in einem Dampfkessel, zum Sieden gebracht. Die Dämpfe erfüllen den Hohlraum und drücken das Wasser in das Steigrohr hinauf bis zur Mündung. Erfolgt nun eine vermehrte Wärmezufuhr in der Tiefe, so verwandelt sich eine grössere Menge Wasser in Dampf und schleudert die Wassersäule aus dem Steigrohr heraus, die Eruption tritt ein. Eine periodisch sich ändernde Wärmequelle entspricht sicherlich nicht den

Fig. 205.



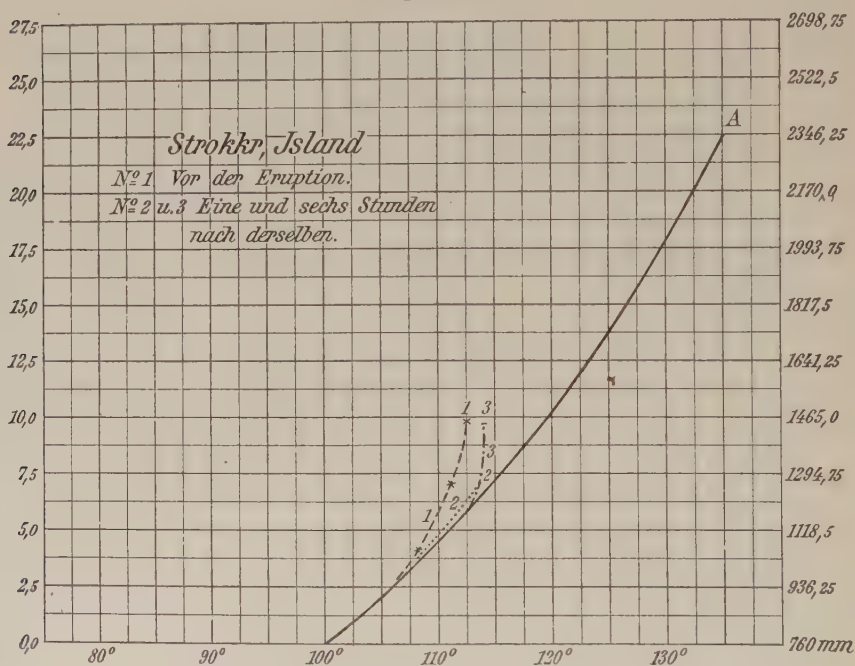
natürlichen Verhältnissen. In diesem Punkt liegt die Schwäche der Theorie.

Bunsen (54) und Des Cloizeaux (53) stellten auf Grund ihrer Temperaturmessung am grossen Geysir und Strokkur auf Island 1846 eine neue Theorie des Geysirphänomens auf, die allgemeine Anerkennung fand. In Fig. 205 u. 206 sind die Ergebnisse der Temperaturmessungen im Geysirrohr durch die beiden Forscher graphisch dargestellt, indem auf der Abszisse die Temperaturen, auf der Ordinate die Drücke abgetragen sind. Der Druck bestimmt sich in jeder Tiefe durch das Gewicht der darüber stehenden Wassersäule, vermehrt um den Druck einer Atmosphäre.

Theorie von
 Bunsen und
 Des Cloizeaux

Die Drucke sind in mm-Quecksilbersäule angegeben. Auf die linke Seite des Diagramms sind die den Drucken entsprechenden Tiefen gesetzt. Die graphische Darstellung besitzt den grossen Vorzug, dass sie eine Erscheinung leicht übersehen lässt. Das Wasser siedet bekanntlich nur unter dem Druck von einer Atmosphäre = 760 mm Quecksilbersäule bei 100°, bei grösseren Drucken tritt ein Kochen erst bei höheren Temperaturen ein. Die Kurve A gibt nun die Siedepunkte des Wassers bei den verschiedenen Drucken an, sie trennt das Gebiet des flüssigen Wassers von dem des Dampfes. Die Temperaturbeobachtungen wurden in der

Fig. 206.



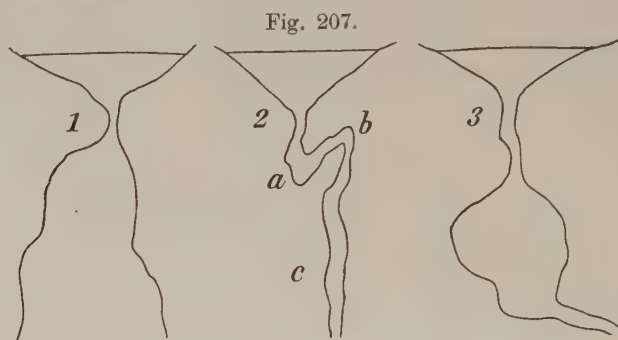
Strokkur, Island. Nach Bunsen und Des Cloizeaux.

Weise vorgenommen, dass Maximalthermometer, an einer Leine in Abständen befestigt, in das Geysirrohr versenkt wurden; die Versuche wurden zu verschiedenen Zeiten wiederholt. Sie lieferten die Daten, die in den Temperaturkurven 1—5 dargestellt sind. Kurve 1 wurde drei Stunden nach einer Eruption aufgenommen, 2 und 3 neun und zehn Stunden nach derselben. Die Kurven zeigen in ihrem geschwungenen Lauf an, wie die Temperatur mit der Tiefe ansteigt. Am Boden der Röhre ist sie am höchsten und nahezu konstant 120—130°. In der oberen Hälfte sinkt dieselbe schnell. Das heisse Wasser steigt nämlich in der Mitte der Röhre auf, kühlt sich an der Oberfläche des Geysirbassins ab, ein

kühlerer Strom sinkt an den Wänden des Quellschachtes zur Tiefe; so findet durch Strömung ein Temperatúrausgleich statt. Die Temperaturkurven rücken gegen die Dampfdruckkurve A vor und schmiegen sich ihr, von kleineren Unregelmässigkeiten abgesehen, mehr und mehr an. Kurve 4 wurde 10 Minuten vor der Eruption aufgenommen. An keiner Stelle des Steigrohres ist der Siedepunkt erreicht. In diesem Stadium bedarf es nur einer kleinen Druckentlastung, z. B. einer Hebung der drückenden Wassersäule im Steigrohre um 2—3 m, um die Eruption auszulösen. Bunsen denkt sich die Hebung bewirkt durch Dampfblasen, die von unten in den Geysirapparat eintreten. In dem Diagramm kann diese plötzliche Druckentlastung durch eine Bewegung der Kurven um den entsprechenden Betrag gegen die Abszisse zur Darstellung gebracht werden. Man erkennt sofort, dass dann der Siedepunkt etwa in der Mitte des Steigrohres zuerst erreicht wird. Hier beginnt also die Dampfentwicklung. Der Dampf wirft das darüberstehende Wasser aus und entweicht; damit ist eine weitere Druckentlastung bedingt, es geraten sukzessive immer tiefere Partien der Wassersäule ins Kochen; ruckweise entleert sich das Quellenrohr. Kurve 5 stellt die Temperaturverteilung zwei Stunden nach dem Ausbruch dar. Die allertiefsten Teile der Geysirsäule beteiligen sich nicht an dem Ausbruch, denn in das Rohr geworfene Steine kommen nicht mehr zum Vorschein. Trotzdem die geistreiche Theorie Bunsens, gestützt auf exakte Messungen, unanfechtbar zu sein schien, sind von verschiedenen Seiten, besonders von Lang (74), Einwände erhoben worden, die sich jedoch der Autorität Bunsens gegenüber nicht durchzusetzen vermochten. Und doch sind diese Einwände vollauf berechtigt.

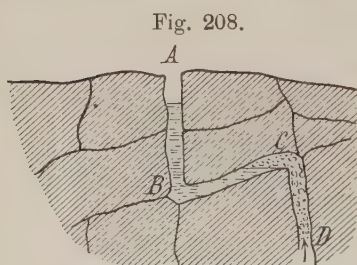
Erwärmt man nämlich eine zylindrische Wassersäule von unten, so kann man leicht feststellen, dass der Siedepunkt nicht in der Mitte der Röhre zuerst erreicht wird. Die Wassersäule beginnt unten zu siedeln und gerät schliesslich in allen Teilen ins Kochen, ohne dass ein intermittierender Geysir hervorgerufen würde. Die von der Bunsenschen Theorie geforderten Bedingungen lassen sich nur dann herstellen, wenn die Mitte des Rohres durch eine zweite Wärmequelle erhitzt wird. Eine solche anzunehmen, widerspricht aber den Verhältnissen in der Natur. Nur wenn der Temperatúrausgleich durch Strömungen kein vollkommener ist, könnte man sich die Bunsenschen Bedingungen erfüllt denken. Dann darf aber das Geysirrohr keine zylindrische Gestalt besitzen, sondern muss einen wechselnden Querschnitt aufweisen und einen unregelmässigen Verlauf nehmen, wie in Fig. 207 (75). Damit ändern sich die Verhältnisse wesentlich, und man gelangt zu einer anderen Deutung.

Die Bunsensche Theorie erklärt weder die Intensität des Ausbruchs noch die regelmässige Periode. Was den ersten Punkt betrifft, so suchten bereits Bunsen und Des Cloizeaux diesem Einwand durch den Hinweis zu begegnen, dass das Wasser wieder in den Kanal zurückfalle und immer wieder ausgeworfen werde. Der zweite Einwand ist der schwerwiegendere. Nach Bunsen sollen Dampfblasen, die von



Durchschnitte durch Geysirschächte. Nach Kayser.

unten in die Röhre eindringen, die Hebung bewirken, welche den Anstoss zur Eruption liefert. Diese Dampfblasen müssten, wie ein Blick auf das Diagramm lehrt, in gleichen Perioden eintreten. Eine Erklärung für diesen Rhythmus gibt die Theorie aber nicht. Lang geht auf die älteren Theorien zurück und sieht die Ursache der Geysireruptionen in einem gleichzeitigen Aufkochen einer im Verhältnis zur Wassersäule im Geysirrohre beträchtlichen Wassermenge unter hydraulischem Verschluss. Die



Schematischer Geysirapparat.
Nach de Lapparant.

regelmässige Periodizität wird bedingt durch eine automatische Nachfüllung des Geysirapparates nach der Entleerung mit Wasser gleicher Temperatur. Fig. 208 stellt nach einer Zeichnung, die de Lapparant (6) entnommen ist, einen schematischen Durchschnitt durch den Geysirapparat dar, wie er in einem klüftigen Gestein leicht vorstellbar ist.

Die einzige Wärmequelle ist das heisse Gestein, das seine Wärme durch Leitung vermittelt. In einer unterirdischen Kammer wird das Wasser, wie es Mackenzie sich dachte, in Dampf verwandelt. Die Dämpfe dringen durch Spalten bis zum Knie C vor, die Wassersäule vor sich herschiebend. Mit steigendem Dampfdruck wird schliesslich die Dampfmasse auch das Knie bei C und B überwinden und in das Steigrohr eintreten können; die Eruption beginnt, und die damit verbundene

Druckentlastung verwandelt weitere Wassermassen in Dampf und verstärkt die Intensität der Erscheinung. Da die mit Wasser und Dampf erfüllten Hohlräume mit dem Oberflächenwasser in kommunizierender Verbindung stehen, so füllen sie sich automatisch nach der Entleerung wieder mit vadosem Wasser, das auf dem Wege zur Tiefe vorgewärmt wird. Die Periode des Geysirs hängt von der Wärmequelle, dem Zufluss und von dem hydrostatischen Verschluss ab.

Man hat zur Demonstration des Geysirphänomens eine grosse Anzahl von Apparaten konstruiert (76—79). Andreae (78) hat sie kritisch beschrieben.

Das Geysirmodell, welches die Erscheinungen am besten wiedergibt, ist das Wiedemannsche (77). Fig. 209 gibt seine Dimensionen an.

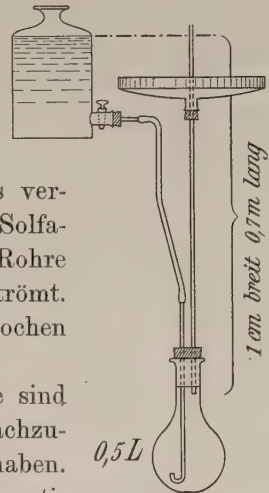
Mit diesem Modell lassen sich durch Regulierung des Zuflusses und der Heizflamme Springquellen jeder Periode darstellen. Lässt man nur gerade soviel Wasser hinzuströmen als verdampft, so verwandelt sich der Geysir in eine Solfatara, welche, solange noch etwas Wasser im Rohre sich befindet, mit zischendem Geräusch ausströmt. Starker Zufluss und Überdruck verhindern das Kochen und machen aus dem Geysir eine Therme.

Durch Kombination mehrerer Geysirapparate sind selbst die kompliziertesten Geysirerscheinungen nachzuahmen, wie Jaggar, Honda und Terada gezeigt haben.

Alle künstlichen Geysirapparate ohne automatischen Nachfluss von kühlerem Wasser liefern zwar Geysirerscheinungen, aber nur solche mit einer ständig kürzer werdenden Periode.

Solfatara, Geysir und Therme sind — das geht aus ihrem geologischen Auftreten hervor — verschiedene Grade ein und derselben Erscheinung. Die Solfatara ist ein intermittierender Dampfausbruch mit der Periode Null, der Geysir mit endlicher, die Therme mit unendlicher Periode. Alle drei Erscheinungen hängen vom Grundwasser ab. Das ist das Ergebnis der vorhergehenden Seiten. Die Solfatara tritt über dem Grundwasserspiegel zutage, der Geysir im Grundwasser. Mit Recht kann man den Geysir als eine im Grundwasser ertrunkene Solfatara bezeichnen. Durch Änderung des Grundwasserspiegels ist die eine Erscheinung in die andere umkehrbar zu überführen, solange die Wärmequelle konstant bleibt. Abnehmende Wärme des vulkanischen Herdes verwandelt die Solfatara und den Geysir in eine Therme. Die Theorie lässt ohne weiteres auch den Einfluss des barometrischen Luftdruckes

Fig. 209.



Wiedemannscher
Geysirapparat.
Nach Andreae.

Zusammen-
fassung.

auf das Geysirphänomen erkennen. Hoher Luftdruck vergrössert die Periode, niedriger verkürzt sie. Die Erdbeben haben nur insofern einen Einfluss auf die Erscheinung, als sie die Klüfte, in denen die Wasser zirkulieren, durch Erweitern oder Schliessen beeinflussen.

Das vorliegende Tatsachenmaterial reicht aus, um die Frage nach der vadosen oder juvenilen Natur des Wassers bis zu einem gewissen Grade zu entscheiden. Zunächst steht fest, dass vadoses Bodenwasser eine wichtige Rolle bei dem Zustandekommen dieser Erscheinung spielt. Welchen Anteil nehmen aber das juvenile Wasser und andere juvenile Bestandteile daran? Der Beweis und Gegenbeweis für die juvenile Natur eines Teiles des Wassers ist gleich schwer zu führen.

Die Erscheinung ist, wie zu zeigen versucht wurde, durch vadoses Wasser allein befriedigend zu erklären. Ein zwingender Grund für die Heranziehung des juvenilen Wassers liegt nicht vor. Sind nun andere Argumente gegeben, die gegen die juvenile Natur des Wassers überhaupt sprechen, so steht das Geysirphänomen jedenfalls nicht zu einer solchen Auffassung im Widerspruch.

Andere Gase, die sich auch in den vulkanischen Exhalationen finden, wie H_2S , CO_2 usw., begleiten gelegentlich den Geysirausbruch. An der juvenilen Herkunft derselben zu zweifeln, liegt nicht der geringste Anlass vor. Sie kommen z. T. als Wärmebringer mit in Frage.

Es ist häufiger die Ansicht ausgesprochen worden, dass das Geysirphänomen nur mit sauren Eruptivgesteinen verknüpft sei. Das ist nicht richtig. Andesite (Japan), Basalte (Island, Neu-Mecklenburg), Rhyolithe z. T. in Island, Yellowstone-Park und Neuseeland, bilden den Untergrund. Auch die geographische Lage spielt keine Rolle. Die geologischen Bedingungen sind lediglich eine geeignete Zerklüftung des Bodens, ferner eine bestimmte Lage des Grundwasserspiegels, welche den Zufluss zu regulieren gestattet, und eine ausreichende vulkanische Wärmequelle.

Die Thermen und Mineralquellen.

Die Therme in ihrem Verhältnis zur Springquelle und Solfatara ist bereits besprochen worden. Sie ist als die letzte Äusserung des erlöschenden Vulkanherdes anzusehen. Reicht die Wärmeenergie nicht mehr aus, um auch nur zeitweilig ein Sieden des Wassers in dem unterirdischen Wasseradersystem herbeizuführen, so löst die Therme die Solfatara und Springquelle ab. Heisse Quellen sind so überaus weit verbreitet, dass eine Aufzählung unmöglich ist. Peale hat 1883 eine Liste aufzustellen versucht, auf die verwiesen sei.

Ausgangspunkt der Betrachtungen war die Suess'sche Theorie der juvenilen Herkunft des Thermalwassers, die im Widerspruch zu den hier

vertretenen Anschauungen steht. Es ist daher erforderlich, diese Theorie auch auf dem Gebiet der Thermenerscheinungen im weitesten Sinne einer kritischen Prüfung zu unterziehen.

Die Beweise für die juvenile Herkunft sind folgende:

1. Die Absätze der Thermen und die Natur der gelösten Bestandteile sind derart, dass sie nicht aus dem durchströmten Untergrund hergeleitet werden können.

Die Karlsbader Therme tritt aus Granit hervor. Sie hat ursprünglich Kieselsäure abgesetzt (Karlsbader Hornsteingang). Die Sprudelschale dagegen besteht aus Aragonit und besitzt, wie sich nachweisen lässt, ein inter-, wenn nicht vordiluviales Alter. Weder die Kalkmengen noch die Kohlensäure können nach Suess' Ansicht aus dem Granit abgeleitet werden. Dass dies doch möglich sei, hat Tschermak (80) (45) gezeigt. Er rechnete aus, dass der Karlsbader Sprudel in 10000 Jahren 2180 Millionen Kubikmeter Granit habe auslaugen müssen. Das wäre ein Granitprisma von 1 qkm Grundfläche und 2180 m Höhe. Hierzu ist zu bemerken, dass das Auslaungsgebiet sich nicht nur auf die unmittelbare Nachbarschaft des aufsteigenden Astes der Therme beschränkt, sondern das ganze Wasserzirkulationsgebiet umfasst. Die Rechnung lehrt jedenfalls, dass eine solche Gesteinsauslaugung durchaus im Bereich der Möglichkeit liegt.

Suess macht ferner darauf aufmerksam, dass die Elemente der in der Therme gelösten Substanzen dieselben seien, die auch vom Magma ausgehaucht werden. Auch dieses Argument besitzt keine zwingende Beweiskraft. Alle diese Stoffe erscheinen auch, wie besonders die unter Berücksichtigung der seltenen Bestandteile ausgeführten, sehr sorgfältigen Analysen der Amerikaner gelehrt haben, in den Eruptivgesteinen selbst. Der Wechsel in der Beschaffenheit der Quellenprodukte ist durch die juvenile Entstehung ebenfalls nicht besser erklärt, eher könnte man an Temperaturänderungen und damit verbundene Änderungen der Lösungsfähigkeit denken. Sind auch Kohlensäure und andere Gase juvenilen Ursprungs, für das Wasser bleibt in diesem Fall die Herkunft zum mindesten problematisch, ein Beweis im einen oder anderen Sinne ist nicht zu führen. Mit dem Wasser ist gleichzeitig die juvenile Entstehung der gelösten Bestandteile in Frage gestellt. Die juvenilen Gase, wie die Kohlensäure usw., spielen insofern eine Rolle, als sie Wärme transportieren und lokalisieren und damit die Annahme des Vordringens von Bodenwasser bis in unwahrscheinliche Tiefen unnötig machen. Die Vorstellung von dem Kreislauf des Wassers von der Oberfläche bis über die Tiefen hinaus, in der die geothermische Stufe ein Verdampfen herbeiführt, und wieder zurück, stösst auf erhebliche Schwierigkeiten.

2. Das zweite Argument für die juvenile Herkunft des Thermalwassers ist dessen Konstanz in Temperatur und chemischer Zusammensetzung, ferner seine Unabhängigkeit von Schwankungen des Grundwasserspiegels, der von den Niederschlagsmengen im Quellengebiet bestimmt wird.

Was die beiden ersten Punkte betrifft, so geben selbst die eifrigsten Verteidiger der Theorie, wie Delkeskamp (45), zu, dass die Konstanz von Temperatur und chemischer Zusammensetzung nur eine bedingte ist, insofern als die Therme ihren allgemeinen Charakter auf lange Zeiten hin wahrt, im einzelnen aber weder eine Konstanz der Temperatur noch der Zusammensetzung besteht. Es ist eine bekannte Tatsache, dass Mineralquellen bei starker Inanspruchnahme gehaltsärmer werden. Auch die Unabhängigkeit vom Grundwasserspiegel ist nicht vorhanden. Das haben mit besonderer Deutlichkeit zwei Ereignisse erwiesen.

Im Jahre 1879 am 10. Februar fand im Döllinger Schacht bei Dux, 7 km von Teplitz entfernt, ein Wassereinbruch statt, der die im permischen Quarzporphyr zutage tretenden Teplitzer Thermen zum Versiegen brachte. Erst nachdem der Einbruch abgedämmt war, stauten sich die Teplitzer und Schönauer Quellen so weit an, dass sie gefasst werden konnten. Doch gelangen die Wasser seit dieser Zeit nicht mehr mit natürlichem Auftrieb zur Oberfläche. Das zweite Ereignis betraf die Karlsbader Therme. 1902/3 wurde im Mariaschacht Nr. 2 der Gewerkschaft Britannia zu Falkenau, 20 km von Karlsbad, heisses Wasser angefahren. Dies hatte zur Folge, dass der Schlossbrunnen zu versiegen drohte.

Das Grundwasser spielt, mag man nun die Herkunft des Thermalwassers als vados oder juvenil ansehen, stets eine bedeutende Rolle. Die aufsteigende Quelle durchströmt das Grundwasser. Ist der Quellenschacht, wie gewöhnlich, nicht völlig gegen dasselbe abgedichtet, so geht Thermalwasser verloren. Das Wasser strömt stets in der Richtung des Druckgefälles. Das Grundwasser setzt ihm den Druck $p = \gamma h$ entgegen, wenn γ seine Dichte, h seine Höhe ist. Ist der Auftrieb der Therme sehr viel grösser als der Gegendruck des Grundwassers, so drückt dieselbe letzteres mit Macht beiseite. Je geringer dagegen der Auftrieb ist, desto mehr muss Thermalwasser seitlich verdrückt werden. Es ist ohne weiteres einleuchtend, dass, wenn durch irgend ein Ereignis der Grundwasserspiegel sich senkt, also h kleiner wird, damit der Gegendruck p des Grundwassers sich verringert. Es wird entsprechend mehr Wasser seitlich entweichen und die Therme schwächer ausfliessen.

Aus diesem Verhalten auf die juvenile oder vadoso Natur des Wassers Rückschlüsse zu ziehen, gestatten die Verhältnisse aber nicht. Bei einer Lösung des Thermenproblems sind eine Reihe von Möglichkeiten zu berücksichtigen.

1. Das Wasser und die gelösten Bestandteile sind juvenil. Hierbei ist zu bedenken, dass Wasser erst in der flüssigen Phase juvenile Salze lösen und aufwärts transportieren kann. Die Salz fumarolen reichen aber nur bis zur Phase 800°, ihre Sublimationen sind also auf den innersten Hof um den vulkanischen Herd beschränkt. Die Temperaturen müssen demnach bereits soweit zurückgegangen sein, dass juveniles Wasser in der flüssigen Phase diese innerste Region auslaugen kann. Mit vorrückender Abkühlung des Herdes hört aber jede Exhalation, auch die des juvenilen Wasserdampfes schliesslich auf. Die Bedingungen für einen aufwärts gerichteten Transport juveniler Salze durch juveniles Wasser sind, wenn überhaupt, nur in eng begrenztem Umfang gegeben.

2. Das Wasser ist vados, die Salze und begleitenden Gase dagegen juvenil. Dieser Fall ist sehr viel leichter realisierbar. Zumal für die begleitenden Gase wie CO_2 , H_2S usw. ist die juvenile Erklärung besonders naheliegend, da diese Gase als langsame und sekundäre Exhalationen noch lange ausgehaucht werden, selbst wenn der letzte Magmarest im Herde erstarrt ist.

3. Wasser und Salze sind vados und leiten sich von der Oberfläche und aus dem durchströmten Boden ab.

In der Natur werden sich Fall 2 und 3 überdecken.

Die Thermen — darunter die böhmischen — werden gewöhnlich als postvulkanische Erscheinungen aufgefasst, obschon ein Beweis für die allgemeine Gültigkeit dieser Auffassung nicht geführt worden ist. Fraglos sind eine grosse Zahl von Thermen auf jungvulkanischem Boden vulkanischer Herkunft. Für die böhmische Thermalpalte, wie Laube die Thermenlinie längs des Südrandes des Erzgebirges in Nordböhmen genannt hat, darf man jedoch einen gleichen Zusammenhang nicht ohne weiteres annehmen. Die Thermalwasser von Teplitz und Karlsbad entspringen, um zwei der markantesten Beispiele herauszugreifen, nicht auf jungvulkanischem Boden. Jene treten aus permischem Quarzporphyr, diese aus noch älterem Granit hervor. Zwar liegen jüngere Vulkanbezirke in der Nähe, das böhmische Mittelgebirge und der Duppauer Vulkan. Doch ist ein Zusammenhang nicht nachweisbar. Wenn im Laufe der Zeit ein vulkanischer Bezirk allmählich erlischt, so engt sich seine Tätigkeit auch örtlich ein und beschränkt sich schliesslich auf wenige Stellen innerhalb des Gebietes, die auch die Spuren der postvulkanischen Tätigkeit am längsten bewahren. Hier hätten wir eine ganz andere Erscheinung vor uns, nämlich die, dass die letzten Spuren der vulkanischen Äusserungen den eigentlichen Vulkanbezirk verlassen und auf das völlig anders geartete Nachbargebiet überspringen.

Die böhmische Thermalspalte ist nur ein Teil einer grösseren Einheit, der mitteleuropäischen Thermalzone, die geologisch eng an die variskischen Brüche geknüpft ist. Für manche Thermen dieses grösseren Gebietes ist ein Zusammenhang mit dem Vulkanismus recht unwahrscheinlich. Für die Therme von Wiesbaden könnte man z. B. nur an den recht entfernt liegenden Vogelsberg denken.

Sehr viel näher liegt es jedenfalls, bei allen Thermen dieser Zone nicht an postvulkanische, sondern an postorogenetische Erscheinungen zu denken. Abbrüche mit einer Sprunghöhe von 1000 m und mehr müssen in den dislozierten Schollen eine ganz bedeutende Bewegung der Geoisothermen im Gefolge haben. Mit anderen Worten, die Temperaturen und Druckverhältnisse in den bewegten Schollenstücken ändern sich. Mit diesen Veränderungen laufen chemische und physikalische Reaktionen parallel, die Gase und flüchtige Substanzen frei machen. Gautier (81) — vgl. Kap. III, S. 80—82 — hat dies durch seine Gasbestimmungen gezeigt. Die durch Erwärmung der Gesteine befreiten Gase steigen auf und transportieren Wärme. Sie vermögen natürlich auch auf nicht vulkanischem Boden Thermalquellen zu erzeugen.

Mofetten, Sauerlinge, Kohlensäurequellen, Kohlensäuregeysire.

Mofetten, Sauerlinge, kohlensäure Quellen und -Geysire.

In den bisher betrachteten Quellen liefert das Wasser die Triebkraft entweder durch hydrostatischen Druck oder durch die Tension des Wasserdampfs. An Stelle der Dampfspannung kann der Gasdruck sich entwickelnder Gase, besonders der Kohlensäure, treten (82).

Die Kohlensäurequellen können kalte Quellen sein. Die Kohlensäure gehört zu den am längsten anhaltenden vulkanischen Exhalationen. So sind dieselben ebenfalls zu den nachvulkanischen Äusserungen zu rechnen. Sie können aber auch postorogenetische Erscheinungen sein.

Die Mofette, die Kohlensäurespringquelle und der Sauerling stehen zu einander in demselben Verhältnis wie die Solfatara, der Geysir und die Therme.

Die Mofette.

Mofetten.

Die Mofette ist eine trockene Kohlensäureexhalation. Sie findet sich sehr häufig auf jungvulkanischem Boden, aber auch auf Gebieten, die bereits länger erloschen sind. Das bekannteste Beispiel einer Mofette ist die Hundsgrotte bei Neapel (Grotta del cane) auf dem Boden des 1870 abgelassenen Lago Agnano. Die entweichende Kohlensäure besitzt eine Temperatur von 20—29°.

Ganz besonders reich an Kohlensäureaushauchungen ist das Gebiet des Laacher Sees.

Die Kohlensäurespringquelle.

Eine dem Geysirphänomen entsprechende Erscheinung ist die durch Kohlensäure getriebene intermittierende Springquelle. Kohlensäure-springquelle.

Auf einer Rheininsel bei Andernach, Namedyer Werth, wurde 1904 in 340 m Tiefe eine intermittierende Springquelle erbohrt. Alle drei bis sechs Stunden springt der Sprudel 50—60 m hoch. Eine Gasentwicklung unter hydrostatischem Abschluss dürfte auch diese Springquelle befriedigend erklären (83).

Der Sauerling. Sauerquelle.

Der Sauerling ist eine mit CO_2 beladene Quelle, die überall dort hervortritt, wo Kohlensäure in Grundwasser eindringt. Sauerlinge, Sauerquelle.

Schlammvulkan, Schlammprudel, Makkalube, Salse.

Mit dem wenig glücklich gewählten Namen „Schlammvulkan“ wird eine Gasexhalation auf tonigem, schlammigen Boden bezeichnet, die wie Schlamm-vulkane.

Fig. 210.



Schlammvulkan Bulganak, Halbinsel Kertsch. Nach Phot. von Prof. A. Pawlow (Moskau).

echte Vulkane kleine Hügel mit kraterförmigen Vertiefungen aufweisen, welche aus halbflüssigem Schlamm bestehen.

Die Höhe ist nur klein im Vergleich zur Basis, gewöhnlich misst sie nicht mehr wie 1 m.

Zeitweilig erlebt der Schlammvulkan kleine Eruptionen. Gasblasen sprudeln aus dem Schlammpfuhl und werfen den tonigen Schlamm

fontänenartig hoch. Grösser sind die „Makkaluben“ genannten Schlammvulkane Siziliens.

Salsen.

Die Schlammsprudel stossen entweder heisses Wasser und Wasserdampf oder heisse Luft aus. Ihre Temperatur kann auch niedrig sein. Salzhaltiges Wasser wird dann durch gespannte Gase, wie Kohlensäure und vor allem Kohlenwasserstoffe, ausgeworfen (Salsen).

Diese geschilderten Erscheinungen sind nur z. T. postvulkanischer Natur; jeder Gasdurchbruch, der mit dem Vulkanismus nicht das Geringste zu tun hat, ruft äusserlich ganz ähnliche Erscheinungen hervor. Die pseudovulkanischen Phänomene sind daher zu trennen von den echten vulkanischen und postvulkanischen Vorgängen.

Zusammenfassung.

Zusammenfassung.

Die in diesem Kapitel beschriebenen Erscheinungen seien noch einmal in tabellarischer Form des besseren Überblicks wegen zusammengestellt.

Die Temperaturangaben zur Abgrenzung der Phasen sind nur ungefähre, da die Exhalationen sich z. T. überdecken und scharfe Grenzen überhaupt nicht anzugeben sind.

Übersicht über die vulkanischen, postvulkanischen und pseudovulkanischen Exhalationen.

	Charakteristik	Phase
I. Die Exhalationserscheinungen des tätigen Vulkans.		
Fumarolen	Aushauchungen des Vulkans während der Tätigkeit.	
Salzfumarolen	Meist trockene Aushauchung von Chloriden.	Bis 800°.
Saure Fumarolen	HCl, SO ₂ mit oder ohne H ₂ O.	500—400°, doch auch höher und tiefer.
Alkalische Salmiakfumarolen .	NH ₄ Cl, (NH ₄) ₂ CO ₃ , CO ₂ , H ₂ S und H ₂ O.	200—100°.
Schwefelwasserstofffumarolen .	H ₂ O, H ₂ S, CO ₂ .	Bis 100°.
Wasserdampffumarolen	H ₂ O mit und ohne CO ₂ .	Bis 100°.
II. Postvulkanische Erscheinungen. Exhalationen des erloschenen Vulkans.		
A. Solfataren	H ₂ O als treibendes Agens	H ₂ O, H ₂ S oder SO ₂ , CO ₂ usw.
Geysire		Periodisch tätige Springquellen,
Thermen		im Grundwasser auftretend.
		160—70°.
		100—80°.
		100—20°.

		Charakteristik	Phase
B. Mofetten	CO ₂ als treibendes Agens	Trockene CO ₂ -Aushauchungen.	Niedere Temperaturen ca. 30—20°.
Kohlensäure- springquellen		Intermittierende Sauerquellen.	
Säuerlinge, Sauerquellen		Kohlensaure Wässer.	Temperatur nicht über 100°, hoch u. niedrig.
C. Schlammvulkane		Die Erscheinungen A und B	
Schlammprudel		auf halbflüssigem Schlamm-	
Salsen, Makkaluben		boden zutage tretend.	
III. Pseudovulkanische Erscheinungen			
A. Postorogenetische Erscheinungen .		Äusserlich den Erscheinungen	
B. Nicht vulkanische Gasausbrüche .		A bis C ähnlich.	

Literatur.

1. R. Bunsen, Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. Poggendorffs Annalen 1851. 83. S. 197—272. Besonders S. 241—272.

2. M. Ch. Sainte-Claire-Deville, Mémoire sur les émanations volcaniques. Bull. de la Société Géologique de France. 1856—1857. 14₂. S. 254—279. Diese Arbeit enthält eine gedrängte Zusammenfassung der Devilleschen Forschungsergebnisse. Sur les émanations volcaniques. Comp. R. 1856. 43. S. 955. Deuxième Lettre à M. Dumas sur quelques produits d'émanation de la Sicile. Comp. R. 1856. Memoires de l'Institut. 43. S. 359—370. Ferner Comp. R. 1856. 43. S. 204—214. S. 431—435. S. 533—538. S. 606—610. S. 681—686. S. 745—751. S. 955—958.

3. M. Fouqué, Comp. R. 1865₁. S. 567. — 1865₂. S. 421—424. S. 734—737. Rapport sur les phénomènes chimiques de l'éruption de l'Etna in 1865. Archives des Missions scientifiques et littéraires. II. Sér. III. 1866. S. 165—246.

4. A. Brun, Recherches sur l'exhalation volcanique. Genf 1911. Vgl. ferner:

5. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Berlin 1879. I. S. 412—418. III. S. 260—332.

6. A. de Lapparent, Traité de Géologie. Paris 1900. I. S. 411—418.

7. G. Mercalli, I vulcani attivi della Terra. Milano 1907. S. 216—235.

8. R. Brauns, Chemische Mineralogie. Leipzig 1896. S. 230—238. S. 283—293.

9. E. Suess, Antlitz der Erde. III₂. S. 631.

10. G. Preuner und W. Schupp, Dissoziation des Schwefelwasserstoffs. Zeitschr. f. phys. Chemie. 68. 1909. S. 163—165. Vgl. Landolt-Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen. Berlin 1912. S. 409. J. Habermann, Über die Bildung des Schwefelwasserstoffs und das Vorkommen des gediegenen Schwefels in der Natur. Verh. d. Naturf.-Ver. in Brünn. 41. 1902. S. 263—285. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1905. I. S. 15. Die Ansicht Habermanns über die Dissoziation des Schwefelwasserstoffs im Vulkan ist durch die Preunerschen Untersuchungen widerlegt worden.

11. M. Bodenstein und M. Katayama, Die Dissoziation von hydratischer Schwefelsäure und von Stoffsstoffdioxid. Zeitschr. f. phys. Chemie. 69. 1909. S. 34—42.

12. M. Palmieri, *Annali dell'Osservatorio Vesuviano Anni 1859—1873.*
13. O. Silvestri, *I fenomeni vulcanici presentati dall'Etna nel 1863—64—65—66. Atti dell'Accademia Gioenia. Ser. III. 1., 1867. S. 55—319.*
14. A. Lacroix, *Les minéraux des fumerolles de l'éruption du Vésuve en Avril 1906. Bull. Soc. franç. de min. 30. 1907. S. 219—266.*
15. A. Lacroix et P. Gautier, *Sur les minéraux des fumerolles basaltiques de Royat (Puy de Dome). Comp. R. 26. 1898. S. 1529—1532.*
16. C. Hintze, *Handbuch der Mineralogie. I. 1911. S. 2205 ff. Enthält die umfangreiche Literatur der sublimierten Mineralien zusammengestellt.*
17. J. D. Dana, *The System of Mineralogy. New York 1904. Die optischen Angaben sind dem Werke von Dana entnommen und durch Angaben von Lacroix und Görgéy, Zur Kenntnis der Minerale der Salzlagerstätten (Tschermak, Min.-petr. Mitt. N. F. 29. 1910. S. 192—210) ergänzt worden. Ferner andere Lehr- und Handbücher der Mineralogie und die Referate in der Zeitschrift für Kristallographie.*
18. J. Roth, *Der Vesuv u. die Umgegebung von Neapel. Berlin 1857. Vgl. auch 5.*
19. F. Zambonini, *Mineralogia Vesuviana. Memoria R. Accad. d. sc. fis. e mat. Napoli. (2.) 14. Nr. 7. 1909. 368 S. 80 Textfiguren.*
20. Spencer, *Min. Soc. London [1907] 1908. 15. S. 59.*
21. F. Zambonini, *Sulla radioattività della cotunite vesuviana. Atti R. Accad. Lincei. (5.) 1907. Rendic. d. sc. fis. nat. e math. 16. Juni. S. 975—978. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1908. II. S. 293.*
22. Rossi, *Ebendorf 1907. 2. Sem. 16. S. 630. Zeitschr. f. Krist. 46. S. 399.*
23. A. Lacroix, *Les cristaux de sylvite des blocs rejetés par la récente éruption du Vésuve. Compt. rend. 142. 1906. S. 1249—1253.*
24. A. Lacroix, *Sur les minéraux des fumerolles de la récente éruption de l'Etna et sur l'existence de l'acide borique dans les fumerolles actuelles du Vésuve. Compt. rend. 147. 1908. S. 162.*
25. A. Lacroix, *Sur l'existence du fluorure du sodium cristallisé come élément des syenites néphélinitiques des îles de Los. Compt. Rend. 146. 1908. S. 213.*
26. D. Forbes, *On the chemical Composition of some Chilian Minerals. Phil. Magazin. 25. 1863. S. 113.*
27. L. Illosvay, *Über die Bedingungen der Bildung von gediegenem Schwefel. Földtani Közlöny. 1884. 14. S. 38—147. Ref. Zeitschr. f. Krist. 1885. 10. S. 91.*
28. J. Krenner, *Die Kristallform und optischen Eigenschaften des Schuller-schen Arsensulfids. Über den Dimorphin der Solfatara in den Phlegräischen Feldern. Zeitschr. f. Krist. 43. 1907. S. 476—484.*
29. F. Zambonini, *Sulla galena formatasi nell'ultima eruzione vesuviana dell'aprile 1906. Atti R. Accad. d. Lincei. 1906. (5.) Rendic. 15₂. S. 235—238.*
30. A. Lacroix, *Sur quelques produits des fumerolles de la récente éruption du Vésuve et en particulier sur les minéraux arsénifères et plombifères. Comp. Rend. 143. 1906. S. 727.*
31. W. Biltz, *Notizen über Schmelzen und Sublimieren einiger Sulfide. Zeitschr. f. anorg. Chemie. 59. 1908. S. 273—284.*
32. L. Colomba, *Sul deposito d'una fumarola silicea alla fossa delle Roche rosse (Lipari). Bull. Soc. Geol. Ital. 19. 1900. S. 521—534. Ref. N. F. f. Min. 1902. II. 57.*
33. A. Lacroix, *Sur deux gisements nouveaux de metavoltit. Bull. de la Soc. franç. de min. 30. 1907. S. 30—36.*
34. A. Lacroix, *Sur une espèce nouvelle des fumerolles à haute température de la récente éruption du Vésuve. Comp. Rend. 144. 1907. S. 1397—1401.*
35. Rud. Wegscheider, *Natriumkarbonate. In Doelter's Handbuch der Mineralchemie. 1912. S. 141—163. Gibt eine eingehende Literaturzusammenstellung.*

36. G. Linck, Über die Bildung der Karbonate des Kalziums, Magnesiums und Eisens. In Doelter's Handbuch der Mineralchemie. 1912. S. 113—138.
37. L. v. Buch und andere, Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges. 1880. Die Literatur über dieses Thema hat G. Linck (vgl. Nr. 36, S. 137) gesammelt.
38. G. Arduinò, Osservazione chimiche sop. alc. foss. Venezia 1799.
39. J. L. Hain, Geol. Beschreibung des Thüringer Waldgebirges. T. II. Abt. 5. S. 99. Meiningen 1806.
40. A. Lacroix, Les carbonates basiques de magnésie de l'éruption de Santorin. en 1886. Comp. Rend. 140. 1905. S. 1308—1311. Bull. Soc. min. 28. 1908. S. 198.
41. G. Mercalli, Sullo stato Attuale della Solfatara di Pozzuoli. Acad. Pontaniana nella Tornata del 17. Marzo 1907. Memoria Nr. 6. Vol. 37. S. 1—16.
42. H. Haas, Über die Solfatara von Pozzuoli. N. Jahrb. f. Min. 1907. II. S. 65—108.
43. A. Daubrée, Les eaux souterraines. Tome I—III. Paris 1887. Besonders Bd. II. S. 205—209.
44. E. Suess, Über heisse Quellen. Vortrag, gehalten in der Gesamtsitzung beider Hauptgruppen der 74. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte zu Karlsbad am 24. September 1902. Auch Naturw. Rundschau. 17. 1902. Nr. 46. S. 585—588. Nr. 47. S. 597—600. Nr. 48. S. 610—611.
45. R. Delkeskamp, Fortschritte auf dem Gebiete der Erforschung der Mineralquellen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. S. 401—443.
46. W. v. Knebel, Studien in den Thermengebieten Islands. Naturw. Rundschau. 21. Nr. 12.
47. K. Schneider, Beiträge zur Theorie der heissen Quellen. Geol. Rundschau. 4. 1913. S. 65—102. Taf. III—IV.
48. H. Höfer v. Heimhalt, Grundwasser und Quellen. Braunschweig 1912.
49. Deutsches Bäderbuch. Herausgegeben vom Reichsgesundheitsamt. Verlag von J. J. Werber, Leipzig. 1907.
50. T. A. Jaggar jr., Some Conditions effecting Geyser Eruptions. Am. Journ. of Sc. 155. 1898. S. 323—333.
51. K. Honda und T. Terada, On the Geyser in Atami. Publ. of the Earthquake Investig. Comm. Section B. Art. IV. Tokyo 1906. S. 51—73. Plates I—XII. On the Geyser in Atami, Japan. Phys. Review. 22. 1906. S. 300—311.
52. W. H. Holmes und A. C. Peale, Yellowstone National Park. Geologie, Thermal Springs, Topography. Haydens. XII. Rep. of the U. S. geol. and geograph. Survey of the Territories. 1883. II. Enthält eine sehr ausführliche Darstellung des Geysir- und Thermalphänomens mit einer vollständigen Literaturzusammenstellung.
53. A. Des Cloizeaux, Observations physiques et géologiques sur les principaux geysirs d'Islande. Ann. de Chim. et de Phys. III. Sér. T. XIX. S. 444—484. Auch Bull. Soc. Géol. de France. (2.) IV. 1847. S. 551.
54. R. Bunsen, Physikalische Beobachtungen über die hauptsächlichsten Geysire Islands. Pogg. Ann. der Phys. u. Chem. 72. 1847. S. 159—170. Über den inneren Zusammenhang der pseudovulkanischen Erscheinungen Islands. Ann. d. Chem. u. Pharm. LXII. 1847. S. 1—59.
55. G. R. Wieland, Eopaleozoic Hot Springs and the Origin of the Pennsylvania Siliceous Oolith. Am. Journ. Sc. 154. 1897. S. 262—264. 6 Fig.
56. W. v. Knebel, Studien in Island im Sommer 1905. Globus. 88. 1905. Nr. 20, 22 u. 24.
57. Sartorius v. Waltershausen, Physiogr.-geogr. Skizze von Island. Göttingen 1847.

58. Preyer und F. Zirkel, Reise nach Island. Leipzig 1862.
59. Th. Thoroddsen, Island. Petermanns, Geogr. Mitt. Erg. 152/153. 1905/6.
- De varme Kilder paa Island. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Forholl. 1910. II.
60. K. Keilhack, Beiträge zur Geologie der Insel Island. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 38. 1886. S. 376—449. 4 Taf.
61. v. Knebel-Reck, Island. Stuttgart 1912.
62. K. Schneider, Beiträge zur physikalischen Geographie von Island. Petermanns geogr. Mitt. 1907. S. 177—188.
63. K. Sapper: v. Knebel, Studien in den Thermengebieten Islands. Petermanns geogr. Mitt. 1907. L.-B. S. 345.
64. A. Hague, Geology of the Yellowstone National Park. U. S. Geol. Survey Mon. 32. Part. 2. 1899. Mit Atlas. Trans. Am. Inst. of Min. Ing. Vol. XVI. 1888. Origin of the Thermalwater in the Yellowstone Park. Bull. Geol. Soc. Am. 22. 1911. S. 103.
65. F. v. Hochstetter, Neuseeland. Stuttgart 1863 bei Cotta. S. 251—296.
66. C. Malfroy, On Geysiraction at Rotorua. Transaction of the New Zealand Institution. 24. 1891. S. 579—590.
67. J. Macolm MacLaren, The Source of the Waters of Geysers. Geol. Mag. Dec. 5. III. 1906. S. 511—514.
68. E. Lehmann, Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neu-Pommern. Tscherm. min.-petr. Mitt. N. F. XXVII. 1908. S. 181—244.
69. K. Sapper, Wissenschaftliche Ergebnisse einer amtlichen Forschungsreise nach dem Bismarck-Archipel im Jahre 1908. I. Beiträge zur Landeskunde von Neu-Mecklenburg und seiner Nachbarinseln. Danckelmanns Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten. Ergänzungsheft III. Berlin 1910. S. 44.
70. M. Fouqué, Résultats généraux de l'analyse des sources geysériennes de l'île San Miguel (Azores). Comp. Rend. 76. 1873. 2. S. 1361—1364.
71. F. Reichert, Aus dem Hochgebirge der Wüste von Atacama. Zeitschrift des Deutsch. u. Österr. Alpenvereins. 1906. S. 152—161.
72. J. G. Montgomerie, Narrative of an exploration of the Namcho or Tengri Nur Lake in Great Tibet. Journ. Geog. Soc. of London. Vol. 45. S. 317. Nach einem Zitat bei Peale.
73. G. St. Mackenzie, Travels in the Island of Zealand sec. Edition. Edinburgh 1812.
74. H. O. Lang, Über Bedingungen der Geysir. Göttinger gelehrte Nachrichten. 1880. S. 225—287.
75. E. Kayser, Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Stuttgart 1912. S. 314—320.
76. J. Müller, Über Bunsens Geysirtheorie. Pogg. Ann. Phys. u. Chem. 19. 1880. S. 350—353.
77. G. Wiedemann, Über einen Apparat zur Darstellung der Geysirerscheinungen. Wiedemanns Annal. 15. 1882. S. 173.
78. A. Andreae, Über die künstliche Nachahmung des Geysirphänomens. N. J. f. Min. 1893. II. S. 1—18. Taf. I.
79. J. Petersen, Darstellung der Geysirerscheinungen. N. J. f. Min. 1889. II. S. 65—72.
80. G. Tschermak, Die Salze der Karlsbader Therme. Tscherm. min.-petr. Mitt. N. F. 22. 1903. S. 80—84.
81. A. Gautier, La genèse des eaux thermales et ses rapports avec le volcanisme. Ann. des mines. (10.) Mém. IX. 1906. S. 316.
82. F. Henrich, Theorie der kohlenensäureführenden Quellen, begründet durch Versuche. Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen. 50. 1902. S. 531—557.
83. E. Pfeiffer, Das Mineralwasser von Namedy. Wiesbaden 1913.

XV. Kapitel.

Der lunare und kosmische Vulkanismus.

Der Vulkanismus auf der Erde ist ein Phänomen, das mit der Erstarrung feurigflüssiger Silikatmassen in Zusammenhang steht. In seiner Erscheinungsweise wird er durch äussere physikalische Bedingungen bestimmt; ein derartiger Naturvorgang kann nicht nur auf die Erde beschränkt bleiben. Er muss kosmische Bedeutung erlangen. Wo Magmen aus dem feurigflüssigen Zustand in den kristallisierten übergehen, müssen sich dem irdischen Vulkanismus entsprechende Erscheinungen einstellen. Auf anderen Himmelskörpern herrschen z. T. ganz andere äussere physikalische Verhältnisse. Es ist daher ausserordentlich lehrreich zu sehen, welche Gestaltung der Vulkanismus unter gänzlich von der Erde abweichenden Bedingungen annimmt.

Der lunare Vulkanismus. (1—11).

Der Mond ist derjenige Himmelskörper, welcher der Erde am nächsten steht; er zeigt auf seiner Oberfläche Gebilde, die zum Vergleich mit irdischen Vulkanen geradezu auffordern.

Astronomische Verhältnisse.

Der Mond bewegt sich in einem Abstand von 356 000—407 000 km, das sind rund 30 Erddurchmesser, um die Erde. Bei einer tausendfachen Vergrösserung würden im astronomischen Fernrohr die Gebilde seiner Oberfläche bis zu einer Entfernung von rund 350 km nahegerückt werden. Es ergibt sich daraus, dass alle Objekte, welche noch wahrgenommen werden können, nicht unter eine bestimmte Grösse heruntergehen dürfen. Nach Klein (1) sind lineare Objekte von 55 m, Höhenunterschiede von 20 m bei günstiger Beleuchtung noch eben erkennbar. Weiter in die Einzelheiten des Mondreliefs einzudringen, gestatten die grossen Entfernungen nicht mehr. Diese Zahlen sind für die morphologische Betrachtung der Mondoberfläche von Bedeutung, weil sie die Grössenordnung der erkennbaren Gebilde bestimmen.

Astronomische
Verhältnisse des
Mondes.

Entfernungen.
Grenzen der
Wahrnehmung.

Grösse
und Dichte
des
Mondes.

Der Durchmesser des Mondes beträgt 3482 km, also rund $\frac{1}{4}$ des Erddurchmessers. Die Mondmasse steht zur Erdmasse im Verhältnis von 1:81,45. Das Volumen des Mondes ist gleich 0,02033 des Erdvolumens, seine Oberfläche nur 0,074478 der Erdoberfläche. Seine mittlere Dichte beträgt 3,44, bezogen auf die Dichte des Wassers bei 4° gleich 0,60419 der Erddichte. Der Mond ist also ein relativ kleiner Himmelskörper. Dementsprechend ist die Schwere auf ihm, nur $\frac{1}{6,07}$ der Erdschwere, d. h. das Gewicht auf dem Monde ist etwa 6 mal kleiner als auf der Erde.

Die geringere Schwere ist eine wichtige Quelle der Verschiedenheit der Vorgänge auf beiden Himmelskörpern.

Der Mond kehrt bekanntlich der Erde stets dieselbe Seite zu. Dieses Verhalten ist durch die Gleichheit seiner Umdrehungszeit und Umlaufzeit um die Erde bedingt. Die Rückseite des Mondes ist daher völlig unbekannt, nur randliche Teile derselben kommen periodisch zum Vorschein, $\frac{4}{10}$ der Oberfläche bleiben der Beobachtung dauernd entrückt.

Optische
Libration.

Es hängt dieses mit einer schaukelnden Bewegung des Mondes, „Libration“ genannt (von libra die Wage), zusammen. Man kennt verschiedene Librationen. Die optische Libration ist eine tägliche Schwankung der sichtbaren Teile der Mondscheibe, die nur von der Stellung des Trabanten zum Beobachter auf der Erde bestimmt wird.

Libration der
Länge.

Wichtiger ist die Libration der Länge. Dieselbe ist dadurch bestimmt worden, dass die pendelnde Bewegung des fast im Mittelpunkt der scheinbaren Mondscheibe gelegenen Kraters Mösting gemessen wurde. Sie ist eine schwingende Bewegung von $\pm 7^{\circ} 90'$, gegen Osten und Westen mit gleichbleibender Periode. Der Längenänderung entsprechend erscheinen Teile der Rückseite in starker perspektivischer Verkürzung am Rand der Scheibe. Die Erde steht zur Bahn des Mondes etwas exzentrisch. Letzterer läuft also in der Erdnähe etwas schneller als in der Erdferne. Es können sich demnach Rotations- und Umlaufgeschwindigkeit nicht immer genau entsprechen, wenn erstere als konstant anzunehmen ist. So gehen beide Bewegungen, mit einander verglichen, periodisch vor und nach. Auf diese Weise kommt die Libration der Länge zustande. Eine Libration der Breite tritt dazu in Erscheinung; sie lässt grössere Teile der Polargegend zeitweilig sehen. Die Mondachse steht nicht genau senkrecht zur Mondbahn. Durch diese Abweichung erklärt sich die neigende Bewegung der Drehungsachse. Neben diesen Librationen wollen einige Astronomen auch eine physische Libration erkannt haben. Dieselbe hängt von der Gestalt des Mondkörpers ab. Der Mond ist ein Körper, der von der Kugelgestalt nur ausserordentlich wenig abweicht. Streng genommen ist er ein dreiaxsiges Ellipsoid. Nach Franz (3) ist die grösste Achse des-

Libration der
Breite.

Physische
Libration.

selben gegen die Erde gerichtet, die Verlängerung ist nach ihm gleich der halben Höhe der höchsten Mondberge. Die polare Abplattung ist noch geringer und zwar nach Franz um die Hälfte jener Verlängerung. Ein Auslenken der längeren Mondachse aus der Gleichgewichtslage führt zu pendelförmigen Schwingungen (physische Libration). Ihr Betrag ist sehr klein und noch Gegenstand der Diskussion.

Die Gestalt des Mondes beweist, dass derselbe einmal flüssig gewesen ist.

Die Kugel oder genauer das dreiachsige Ellipsoid als Gestalt des Mondes ist nämlich nur unter Annahme eines rotierenden, früher flüssigen Körpers verständlich.

Damit gewinnen wir eine sichere Grundlage, die Oberflächengebilde auch als Produkte des Vulkanismus anzusehen, da sie beim Wechsel des Aggregatzustandes erzeugt sein müssen.

In flüssigem Zustand verursachte die Anziehung der Erde eine Flutwelle. Es lässt sich aus den Anziehungskräften ausrechnen, dass dieselbe auf dem Monde 180 mal höher als die Meeresflut auf der Erde gewesen sein müsste. Jede Flutbewegung wirkt hemmend auf die Umdrehung eines Planeten. Dieselbe ist auch hier einmal schneller gewesen als heute. Nach G. Darwin hat der Mond einst in 4, ja sogar wahrscheinlich in 2,4 Stunden einen Umlauf ausgeführt und dabei der Erde beide Seiten gezeigt. Die Flutwelle umkreiste in wenigen Stunden den Mond. Es wurden zwei Flutberge, der eine auf der der Erde zugekehrten, der andere auf der abgekehrten Seite erzeugt, die durch die Erstarrung fixiert wurden. Sie bedingen nach Franz im Verein mit der polaren Abplattung die kugelhähnliche Ellipsoidgestalt des Mondkörpers.

Die zu einem dreiachsigen Ellipsoid deformierte Kugel des Mondkörpers im Verein mit der physischen Libration beweist, dass der Mond sich ehemals im flüssigen Zustand befunden hat, also dieselben Entwicklungsphasen wie die Erde durchlaufen hat.

Mond und Erde sind ein Doppelplanet, der sich um einen gemeinsamen Schwerpunkt, die Sonne, dreht. Sie müssen folglich einmal eine zusammenhängende, einheitliche Masse gebildet haben. Der Mond hat sich in einem bestimmten Entwicklungsstadium von der Erde losgetrennt. Beide müssen infolgedessen von gleicher stofflicher Zusammensetzung sein. Die mittlere Dichte 3,44 des Mondes bestätigt diese Schlussfolgerung. Sie entspricht ziemlich genau der mittleren Dichte der irdischen Lithosphäre. Die Masse des Mondes wäre folglich silikatischer Zusammensetzung. So gelangt man auch auf diesem Wege zu der Auffassung, dass die Oberflächengebilde des Mondes das Ergebnis der Erstarrung eines silikatischen Magmas von gleicher Zusammensetzung wie das irdische sind. Die Übereinstimmung der als Vulkanismus zu bezeichnenden Vorgänge ist auf beiden Himmelskörpern eine vollkommene.

Abstammung
des Mondes von
der Erde.

Die morphologischen Abweichungen der Gebilde können dann nur durch verschiedene äussere physikalische Bedingungen erzeugt werden, die zunächst aufzusuchen sind.

Der Schauplatz des lunaren Vulkanismus.

Schauplatz des
lunaren
Vulkanismus.

Zunahme des
Belastungs-
druckes in der
Mondkruste.

Die vulkanischen Erscheinungen auf dem Monde, soweit sie der Wahrnehmung zugänglich sind, sind naturgemäss auf die Oberfläche beschränkt. Die Vorgänge in der Tiefe des Trabanten bleiben uns verhehlt. Es lässt sich daher nicht mit irgend welcher Sicherheit sagen, ob Intrusionen eine ähnliche Rolle spielen wie auf der Erde. Eine Folge der geringen Schwere ist eine viel langsamere Zunahme des Belastungsdruckes mit der Tiefe. Nehmen wir an, dass das Material der Mondoberfläche von gleicher Beschaffenheit ist, wie die sauren Eruptivgesteine der Erde, also auch das gleiche spezifische Gewicht besitzt, im Mittel etwa 2,4, so würde 1 ccm Gestein nur den sechsten Teil seines irdischen Gewichtes besitzen, also erheblich weniger wiegen als ein gleiches Volumen Wasser auf der Erde. Dementsprechend ist die Druckzunahme mit wachsender Tiefe noch bedeutend langsamer als in den Meeren der Erde. Das lunare Magma ist bei weitem weniger stark komprimiert und hat ebenso beim Empordringen einen sehr viel geringeren Widerstand zu überwinden. Diese Verhältnisse bleiben auf den Intrusions- und Extrusionsmechanismus gewiss nicht ohne Einfluss. Nach den Erfahrungen, die über den Verlauf chemischer Reaktionen im terrestrischen Magma gemacht sind, lässt sich voraussehen, dass alle Reaktionen, die vom Druck abhängig sind, in entsprechender Weise anders verlaufen werden. Auch auf diesem Gebiet ist keine völlige Übereinstimmung mit der Erde zu erwarten.

Spannungs-
verteilung in der
Mondkruste.

Die Spannungsverteilung im Inneren des Mondes ist eine andere als in der Erde. Dies hängt neben der geringeren Schwerkraft noch von einer Reihe anderer Faktoren ab, die erst im Folgenden ausführlicher erörtert werden sollen. Die vor Wärmeverlusten schützende Atmosphäre und Sedimentdecke der Erde brachte es mit sich, dass wie S. 18—19, Fig. 2, gezeigt wurde, das Abkühlungsmaximum in einer bestimmten Tiefe unter der Oberfläche liegt. Dadurch wird eine mächtige, unter Dehnungsspannung stehende Schale, von einer wenig mächtigen Kompressionsschale bedeckt. Der Mond muss sich sehr viel schneller abgekühlt haben, da er weder Atmosphäre noch Sedimenthülle besitzt. Das Abkühlungsmaximum liegt bei ihm daher an der Oberfläche oder nahe unter ihr. Dann kann aber die Mondkruste nur unter Dehnungsspannung gestanden haben. Die Kompressionsschale, die Region des tangentialen Zusammenschubes, fehlt ihr ganz.

Tatsächlich beobachten wir auf dem Monde nur Erscheinungen wie Abbrüche, klaffende Risse usw., die auf eine starke Dehnung der Oberfläche weisen. Der Himmelskörper als Ganzes zieht sich bei der Abkühlung zusammen, die Oberfläche aber stärker als eine tiefere Schale. Die Folge ist ein Zerreißen der ersteren. Bei der Abkühlungskontraktion ist die radiale Komponente allein wirksam, nicht die tangential zusammenschiebende.

Fehlen einer Mondatmosphäre.

Auf der Oberfläche des Mondes herrschen sehr abweichende physikalische Bedingungen. Der Mond besitzt keine Atmosphäre. Wenn eine Gashölle vorhanden wäre, so könnte sie nur von einer derartig geringen Dichte sein, dass sie dem Vakuum praktisch gleich käme. Nie hat man Wolken oder Spuren von Nebel beobachtet, die Schatten des Mondreliefs sind scharfe Kernschatten, selbst die kleinsten Sterne erfahren bei einer Bedeckung durch die Mondscheibe an deren Rande nicht die geringste Lichtschwächung, die notwendig eintreten müsste, falls eine Lichtabsorbierende Atmosphäre von merklicher Dichte vorhanden wäre. Das Fehlen einer Atmosphäre ist eine sehr auffallende Tatsache, da vulkanische Erscheinungen nie ohne Gasentwicklung vor sich gehen. Über den Verbleib der Gase sind daher eine Reihe von Hypothesen aufgestellt worden.

Fehlen einer
Mond-
atmosphäre.

Stoneysche Hypothese.

Stoney (12) zeigte, dass man aus der kinetischen Gastheorie folgern muss, dass Gase von einem Himmelskörper aus sich in den Weltenraum verlieren, sobald ihre Moleküle eine gewisse Geschwindigkeit erlangt haben, welche die Schwerkraft zu überwinden erlaubt. Für die Erde beträgt die kritische Geschwindigkeit 11,015 km, für den Mond 2,38 km. Es ist das die theoretische Anfangsgeschwindigkeit, die ein Geschoss besitzen müsste, um aus dem Bereich der Anziehung des Planeten zu gelangen und nicht mehr auf denselben zurückzufallen.

Stoneysche
Hypothese.

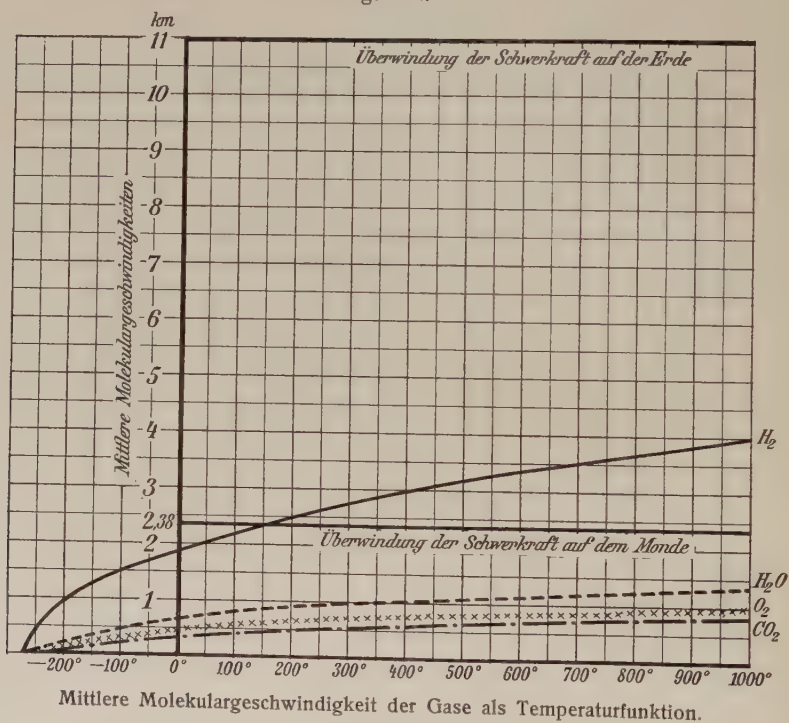
Die Gasmolekeln bewegen sich mit einer Geschwindigkeit, die eine Funktion der Temperatur ist. Ist ihre mittlere Geschwindigkeit G , T die absolute Temperatur und s das spezifische Gewicht des Gases, bezogen auf Luft als Einheit, so ist nach Clausius:

$$G = 485 \sqrt{\frac{T}{273 s}}$$

Fig. 211 gibt in graphischer Darstellung die mittlere Geschwindigkeit der wichtigsten in Frage kommenden Gase für die Temperaturen vom

absoluten Nullpunkt bis 1000° an. Bei Temperaturen von -66° , wie sie nach Stoney ungefähr an der äusseren Grenze der Atmosphäre anzunehmen sind, würde die mittlere Geschwindigkeit des Wasserstoffes 1,6 km, des Heliums 1,1 km und des Wasserdampfes 0,53 km betragen. Aus dem Fehlen der beiden ersten Gase in der Atmosphäre der Erde schliesst nun Stoney, dass dieselben jenen obengenannten Grenzwert gelegentlich erreichen und mit der Zeit die Erde verlassen. Für den Wasserstoff wäre unter den obigen Temperaturbedingungen eine siebenmal grössere Geschwindigkeit als die mittlere erforderlich, für Helium

Fig. 211.



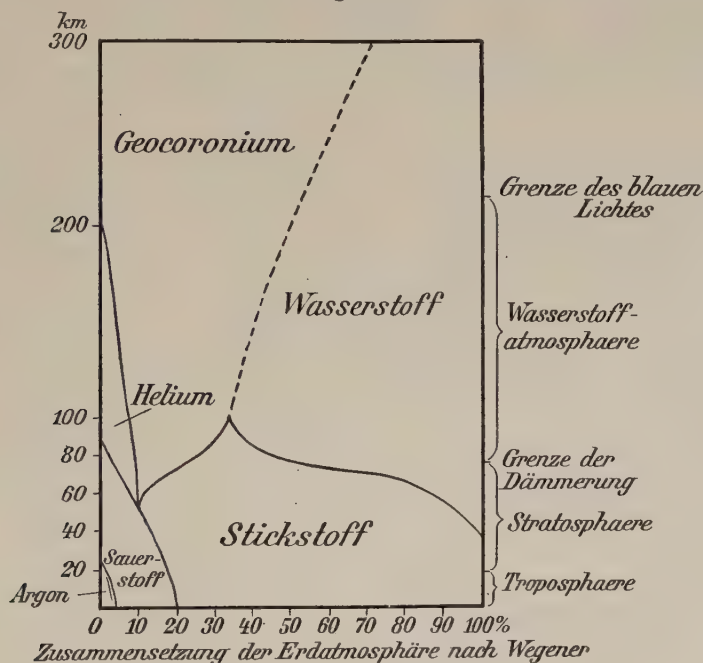
eine über neunmal grössere. Diese beiden Gase würden also von der Erde nicht dauernd festgehalten werden können, wohl aber alle anderen schwereren Gase wie H_2O , O_2 , N_2 und CO_2 .

Für den Mond nahm Stoney an, dass derselbe, ebensowenig wie die Erde das Helium, die schwersten Gase wie Kohlensäure dauernd zu halten instande und aus diesem Grunde ohne Atmosphäre sei.

Es fragt sich nun, können sieben- und selbst neunmal grössere Geschwindigkeiten als die mittleren vorkommen? Sv. Arrhenius (8) hat bereits diese zu weit gehenden Schlussfolgerungen aus der kinetischen Gastheorie angezweifelt.

Die im Gasraum sich nach allen Richtungen bewegend Molekeln prallen aufeinander und können unter günstigen Umständen auch grössere Geschwindigkeiten als die mittleren erhalten. Mit Hilfe des Maxwell'schen Gesetzes hat O. Meyer (13) die Wahrscheinlichkeit berechnet, mit welcher derartige Fälle eintreten. Er löste die Aufgabe durch Konstruktion einer Wahrscheinlichkeitskurve und fand, dass die häufigsten Geschwindigkeitswerte sogar noch unter dem obigen Mittelwert liegen. Derselbe darf nicht als arithmetisches Mittel aus den verschiedenen möglichen Geschwindigkeiten aufgefasst werden, sondern stellt die mittlere

Fig. 212.



Energie sämtlicher Teilchen dar. Die Kurve lehrt, dass Werte, die den zweieinhalb- oder dreifachen Betrag der häufigsten Geschwindigkeiten übersteigen, nicht mehr im Bereich der Wahrscheinlichkeit liegen.

Demnach würden siebenfache Geschwindigkeiten nie erreicht. Wasserstoff und selbst ein noch wesentlich leichteres Gas würde von der Erde zurückgehalten.

Dies wird durch neuere Untersuchungen vollauf bestätigt. A. Wegener (14) schloss aus den Dämmerungserscheinungen, leuchtenden Nachtwolken, akustischen und optischen Phänomenen usw., dass über unserer Sauerstoff-Stickstoff-Atmosphäre in 70 km Höhe eine Wasserstoffatmosphäre folgt, die in grösseren Höhen, ca. 200 km, durch eine

Hülle eines noch leichteren Gases, Geocoronium (mit dem Atomgewicht 0,4) abgelöst wird. Dieses Gas gehört der Argonreihe des periodischen Systems an, ist einatomig und inert. Es dürfte mit dem Sonnencoronium identisch sein.

Fig. 212 gibt nach Wegener ein Bild von der Zusammensetzung der Erdatmosphäre in ihren höheren und tieferen Teilen. Die Luftatmosphäre wird in eine Troposphäre bis 11 km Höhe und eine Luftstratosphäre bis 70 km Höhe gegliedert. In der ersteren Region treten Luftströmungen, Wolken, Niederschläge auf; in der zweiten herrscht vollständige Ruhe und eine konstante Temperatur von -55° , die als Strahlungsausgleich zwischen Erde und Weltraum aufgefasst wird.

Der mittlere Wert G und der wahrscheinlichste Ω sind bei dem spezifischen Gewicht s nach O. Meyer für 0° C folgende:

	s	G	Ω
H_2	0,06958	1,838 km	1,694 km
CH_4	0,555	0,636 "	0,600 "
NH_3	0,5967	0,638 "	0,579 "
H_2O	0,6235	0,614 "	0,566 "
CO	0,9678	0,493 "	0,454 "
N_2	0,9726	0,492 "	0,453 "
Luft	1	0,485 "	0,447 "
O_2	1,1052	0,461 "	0,425 "
H_2S	1,1912	0,444 "	0,409 "
HCl	1,2474	0,434 "	0,400 "
CO_2	1,5290	0,392 "	0,361 "
Cl_2	2,4502	0,310 "	0,286 "

Fehlen des
Wassers auf dem
Monde.

Für den Mond ergeben sich aus diesen Verhältnissen sehr bemerkenswerte Konsequenzen. Wie ein Blick auf das Diagramm Fig. 211 lehrt, kann Wasserstoff nicht zurückgehalten werden, wohl aber Wasserdampf und selbst bei 1000° alle schwereren Gase. Nun wissen wir aber mit Sicherheit, dass der Mond wasserfrei ist. Das Mondrelief lässt jede nivellierende Wirkung bewegten Wassers vermissen. Vergeblich sucht man nach Anzeichen von Sedimenten, die durch fließendes Wasser zustande gekommen sein könnten. Selbst sedimentartige Tuffe, die unter den irdischen Ablagerungen vulkanischer Entstehung eine grosse Rolle spielen, fehlen. Nicht die geringste Andeutung einer Stratosphäre oder Sedimenthülle ist vorhanden. Nackt und unverhüllt durch Ozeane oder Wolken zeigt der Mond sein Antlitz. Faltengebirge sind nicht zu erkennen, das Relief ist nur durch vulkanische Vorgänge ausgearbeitet. Sedimente müssten sich durch den Charakter der Oberflächenformen verraten. Da von ihnen nicht die geringste Spur entdeckt werden konnte,

scheint das Wasser auch früher gefehlt zu haben. Daraus ergibt sich eine sehr wesentliche Verschiedenheit der Erde gegenüber. Auf der Erde hat das Wasser in der langen Zeit der geologischen Entwicklung für die Ausgestaltung des Reliefs stets eine sehr wichtige Rolle gespielt, auf dem Mond fehlt jede Spur seiner Wirkung.

Die Stoneysche Hypothese gibt keine befriedigende Antwort auf die Frage, warum der Mond kein Wasser hat. Es bleiben zwei Möglichkeiten: entweder hat er überhaupt nie Wasser besessen, oder dasselbe ist im Laufe der Zeit in anderer Weise von der Oberfläche verschwunden. Ist einmal Wasser vorhanden gewesen, so könnte dasselbe entweder von der festen Mondkruste absorbiert oder chemisch an deren Gesteine, z. B. in Form von Hydratwasser, gebunden worden sein. Es bleibt die Frage jedoch unbeantwortet, warum jede Spur von Sedimenten aus der Zeit, in der das Wasser noch vorhanden war, fehlt. Andere Forscher nehmen an, dass Wasser bei den auf dem Monde herrschenden Temperaturen nur in der festen Form des Eises existenzfähig wäre. Doch hat man Eismassen, die als Gletscher oder Inlandeismassen jedenfalls zu erkennen wären, nie beobachten können. Bei den ausserordentlich weiten Temperaturschwankungen würde Wasser nicht dauernd als Eis bestehen und eine Verdunstung nicht ausgeschlossen bleiben, sodass eine Atmosphäre die notwendige Folge wäre. Diese fehlt jedoch. Oder aber man ist zur Annahme genötigt, dass Wasser von Anfang an nicht auf dem Monde vorhanden gewesen sei: dann würde Wasser auch unter den vulkanischen Exhalationen des Mondes gefehlt haben. Die Erfahrungen auf der Erde lehren, dass freier Sauerstoff von dem Magma nicht ausgehaucht wird, dasselbe ist vielmehr selbst nicht völlig oxydiert und begierig, Sauerstoff aufzunehmen. Die vulkanischen Exhalationen müssen sich beim Fehlen einer Sauerstoffatmosphäre in anderer Weise gegenseitig umsetzen. Der ausgehauchte Wasserstoff kann sich nicht zu Wasser oxydieren und entweicht auf dem Wege, den Stoney annahm. Die übrigen Produkte bleiben unoxydiert. Schweflige Säure, Schwefelsäure und Sulfate können sich nicht bilden. Suess sprach die kleinen, grellen, weissen Flecken in Humboldt und Werner nach Analogie der Solfatara von Pozzuoli als Alaun an. Die Entstehungsbedingungen solcher Salze wären danach nicht gegeben.

Auch andere Gase fehlen dem Monde. Stickstoff, Kohlensäure müssten ebenso wie das Wasser verschwunden sein. Wenn eine chemische Bindung des Wassers noch möglich erschien, so bereitet die Bindung des Stickstoffs grössere Schwierigkeiten. Man müsste schon annehmen, dass sich unter den besonderen Umständen die vulkanischen Gase zu festen Verbindungen zusammenfanden, wie Salmiak und kohlen-saures Ammon usw. Solche Bildungsbedingungen lassen sich jedoch hier nicht übersehen.

Die Frage, warum der Mond kein Wasser und keine Atmosphäre besitzt, hat demnach eine befriedigende Antwort noch nicht gefunden. Das Fehlen einer schützenden Atmosphäre und Sedimenthülle bringt es jedenfalls mit sich, dass die Abkühlung in einem sehr viel schnelleren Tempo vorgerückt ist. Die ursprüngliche Erstarrungskruste ist nicht verhüllt. Da jedoch die Bedingungen so sehr verschieden sind, erscheint es recht fraglich, ob die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde auch so ausgesehen hat.

Die Temperaturen auf dem Monde.

Die
Temperaturen
auf dem Monde.

Über die Temperaturen, die auf der Mondoberfläche herrschen, ist nicht viel Sicheres bekannt, nur soviel steht fest, dass dieselben in einem sehr grossen Intervall schwanken können. Die Sonnenstrahlen werden nach dem Einfallswinkel eine starke Erwärmung des Gesteins hervorrufen und die Temperatur bis auf 100° und mehr steigern. Andere schätzen die Temperatur noch höher auf 200° , ja selbst 500° ; das mag zu hoch sein. In der Mondnacht sinkt die Temperatur sehr schnell unter den Gefrierpunkt des Wassers und tiefer. Man nimmt Temperaturen von -180° , ja selbst von -250° an. Wenn auch die Grenzen, innerhalb welcher sich die Temperaturschwankungen abspielen, nicht sicher feststehen, so sind sie jedenfalls sehr bedeutend und machen wenigstens 200° bis 400° aus. Derartige Verhältnisse zeigen, dass der Mond heute völlig erkaltet ist.

Die starken Erwärmungen und darauf folgenden erheblichen Abkühlungen müssen den Zusammenhang des Gesteins lockern und zu einer intensiven Schuttbildung Anlass geben. Alle Veränderungen der Mondoberfläche, welche man zu erkennen geglaubt hat, mögen, wenn sie wirklich Realität besitzen, auf derartige Vorgänge der Verwitterung zurückzuführen sein. Während nun auf der Erde der Gehängeschutt durch strömendes Wasser gewöhnlich fortgeschafft wird, bleibt er auf dem Monde an Ort und Stelle liegen. Bei dem völligen Mangel einer Atmosphäre müssen auch andere Faktoren, die sonst eine unausbleibliche Folge von Temperaturänderungen sind, wie Wind und Wetter, ausgeschaltet bleiben. Die Deflation ist auf dem Monde unwirksam. Die abbröckelnden Gesteinsmassen werden lediglich durch die Schwere bewegt. Denudation durch die Gravitation nannte Milne diesen Vorgang. So fehlen den Mondbergen geometrisch definierte Marken, wie Kämme oder Pyramiden, die auf der Erde das Ergebnis der Wassererosion sind, vollständig. Die Böschungswinkel der lockeren Schuttmassen nehmen wegen der geringen Schwerkraft steilere Werte an. Dieser Punkt ist bei der Beurteilung der Oberflächengebilde nicht ausser acht zu lassen, denn die

optischen Hilfsmittel gestatten nicht, einen Schuttwall mit steiler Böschung von einem homogenen, primären Gebilde, z. B. einem Lavastrom, zu unterscheiden.

Die petrographische Beschaffenheit der Mondgesteine.

Aus der Zugehörigkeit des Mondes zur Erde wurde bereits auf Gleichheit der Zusammensetzung geschlossen. Die Dichte des Mondes weist ebenfalls auf eine Übereinstimmung mit der Lithosphäre der Erde, was die stoffliche Natur betrifft, hin. Da sich andere Bildungsvorgänge als solche eruptiver Natur ausscheiden liessen, so bleibt für die petrographische Beschaffenheit nur das Eruptivgestein übrig, das mit irdischen Gesteinen vergleichbar sein muss. Aber noch andere Feststellungen geben Aufschluss über die Natur der Mondoberfläche.

Petrographische
Beschaffenheit
der Mond-
gesteine.

Der Mond ist ein dunkler Planet. Er besitzt eine Albedo von 0,12. Unter „Albedo“ versteht die Astronomie das Intensitätsverhältnis zwischen zurückgeworfenem und auffallendem Lichte. Dasselbe entspricht etwa der des Quarzporphyrs. Die Mondmeere aber sind noch dunkler und haben eine Albedo wie die der feuchten Ackererde = 0,08. Die Gesteine der Mondoberfläche, besonders der „Meere“, müssen demnach eine dunkle Farbe besitzen.

Albedo des
Mondes.

Landerer (15) hat den Polarisationswinkel des von den sogenannten Mondmeeren, wie Mare Nectaris, Crisium, Foecunditatis, Tranquillitatis reflektierten Lichtes gemessen und $33^{\circ} 17' \pm 7'$ im Mittel gefunden.

Landerers Be-
stimmung des
Polarisations-
winkels des vom
Mond reflektierten
Lichtes.

Eine Bestimmung des Polarisationswinkels des von polierten Flächen irdischer Eruptivgesteine zurückgeworfenen Lichtes ergab folgende Winkelwerte:

Basalt	$31^{\circ} 43' \pm 4'$	Vitrophyr	$33^{\circ} 18' \pm 2'$
Basanit	$31^{\circ} 58' \pm 3'$	Hyalomelan	$33^{\circ} 39' \pm 2'$
Trachyt	$32^{\circ} 16' \pm 4'$	Obsidian	$33^{\circ} 46' \pm 2'$
Andesit	$32^{\circ} 50' \pm 4'$	Glas	$37^{\circ} 20' \pm 7'$

Aus diesen Zahlenwerten geht die Übereinstimmung der Gesteine der Mondmeere mit dem irdischen Vitrophyr innerhalb der Fehlergrenzen hervor. Die schnelle Abkühlung des lunaren Magmas musste in der Tat eine glasige Erstarrung begünstigt haben.

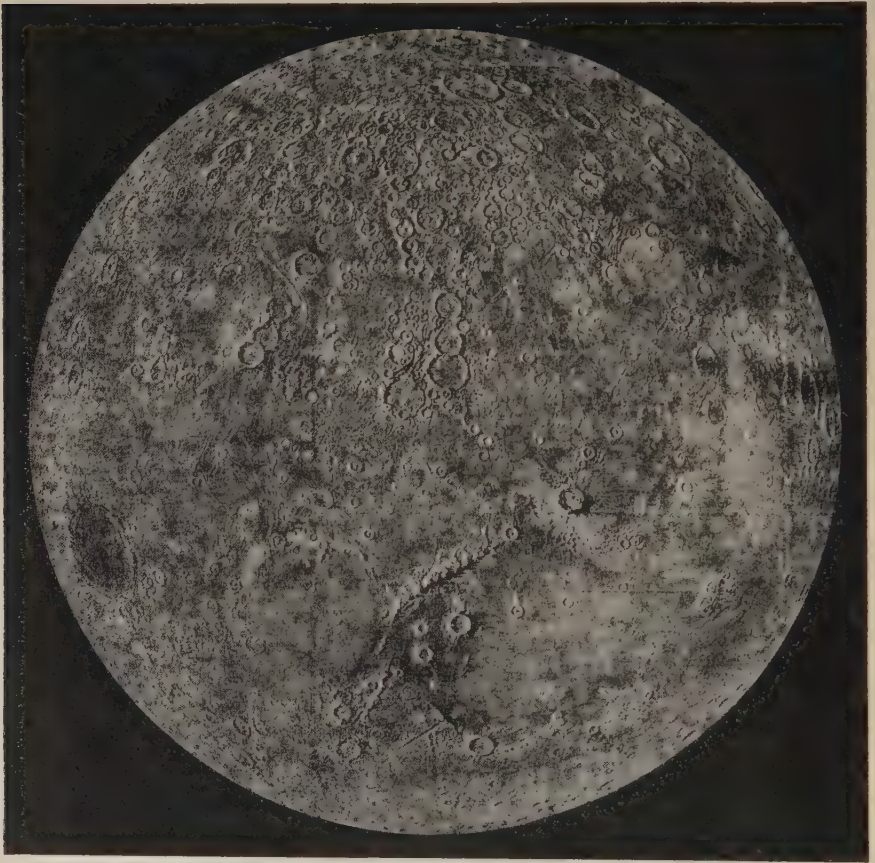
Die auf den verschiedensten Wegen gewonnenen Resultate stimmen darin überein, dass das Oberflächengestein des Mondes ein dunkles, glasig erstarrtes Eruptivgestein ist, welches den irdischen liparitischen und trachytischen Gläsern näher steht als den basaltischen.

Um eine Anzahl grösserer und kleinerer Ringkrater beobachtet man, besonders wenn die Sonne höher steht und die Schatten zerstreut, Licht-

Aureolen und
Lichtstrahlen.

aureolen und helle, strahlenartige Lichtstreifen über weite Teile der Oberfläche. So bedeckt das Strahlensystem des Tycho den grössten Teil der sichtbaren Mondoberfläche. Die hellen Streifen gehen ungestört über Tal und Berg hinweg. Sie werfen keinen Schatten, sind demnach keine Erhöhungen. Sie sind aber auch keine Vertiefungen, da sie bei keiner

Fig. 213.



Ansicht der Mondoberfläche. Nach Namyth und Carpenter.

Libration des Mondes von Bergen verdeckt werden (Franz). Sie können demnach nur durch Unterschiede in der Färbung der Oberfläche erzeugt sein. Die Strahlensysteme bedecken das Gebiet nicht immer regelmässig. So lässt Proclus einen dunklen Sektor von 120° frei, Tycho ist von einem dunklen Kranz von 60 km Breite umgeben. Die Strahlengrenzen sind verwaschen und unscharf. Ist die helle, weisse Farbe die Ursache der Erscheinung, so rührt dieselbe von einer Substanz her, die aus dem

Krater stammt und sich perizentrisch um denselben ausbreitet, das vorhandene Relief bedeckend. Die frischgefallene Asche eines irdischen Vulkans hat, ehe sie sich an der Luft oxydiert, eine weisse Farbe (z. B. die Vesuviasche). Dem Monde fehlt der Sauerstoff, es tritt demnach keine nachträgliche, durch Oxydation bedingte Dunkelfärbung derselben ein. So liegt es nahe, die Aureolen- und Lichtstrahlenercheinung auf vulkanische

Fig. 214.

S



N

Namenerklärung zu Fig. 213.

Asche, die durch explosive Ausbrüche gefördert wurde, zurückzuführen. Die Verbreitung derselben ist bei den Vulkanen der Erde eine strahlenförmige (vgl. S. 390, Fig. 117). Das dunkle, gröbere Material, wie Lapilli, Bomben, fällt in nächster Nähe vom Ausbruchszentrum nieder, wie es z. B. Tycho wahrnehmen lässt. Trifft diese Deutung das Richtige, so wären damit auf dem Monde Ausbrüche von explosivem Typus nachgewiesen.

Das Mondrelief.

Das Mondrelief.
Höhen und
Tiefen.

Auf der Erde bezieht man die Höhen der Kontinente und Gebirge auf das Meeresniveau. Eine ähnliche Niveaufläche fehlt dem Monde. Auf stereoskopischem Wege hat Franz (3) eine Höhenschichtenkarte des Mondes entworfen.

Loewy und Puiseux (5, 7) unterscheiden drei auch genetisch verschiedene Höhenstufen:

1. Die höheren und ältesten Teile auf der südlichen Hemisphäre des Mondes;

2. Das Niveau der Meere, im Durchschnitt 3000 m tiefer gelegen;

3. Der Grund der Wallkreise, der im Mittel um weitere 3000 m tiefer liegt.

Im allgemeinen gilt die Regel, dass je höher die Teile der Oberfläche liegen, sie um so heller beleuchtet sind und umgekehrt.

Ein direkter Vergleich mit den Höhen der Erde ist deswegen schwierig, weil Höhenmessungen auf dem Monde nur aus der Länge der Schatten gewonnen werden können, also relative Höhen über der Umgebung sind. Als höchsten Punkt fand Mädler den Westgipfel des Kraters Newton mit 7264 m. In den Leibnizbergen nahe dem Südpol sollen sogar Höhen von 9000 m vorkommen, das sind aber Ausnahmewerte. Will man diese Höhen mit den irdischen vergleichen, so muss man sich die Ozeanbedeckung der Erde hinwegdenken. Suess kommt so zu dem Ergebnis, dass die Höhen auf dem Monde steiler sein mögen, beträchtlicher sind sie jedenfalls nicht.

Die Mondmeere.

Mondmeere.

Schon mit dem unbewaffneten Auge erkennt man auf der Mondscheibe dunkle Flecken, die als Mondmeere bezeichnet werden, obschon sie nie von Wasser oder Sedimenten bedeckt waren. Es sind gewaltige Ebenen mit gerunzelter Oberfläche, die im Mittel etwa 3000 m unter den höheren Teilen der Mondoberfläche liegen, also im Verhältnis zu dem Ozeanspiegel der Erde ein sehr viel tieferes Niveau einnehmen.

Begrenzung der
Mondmeere.

Die Begrenzung der Meere ist nicht immer scharf oder vollständig. Mare Crisium, Nectaris und Humorum zeigen die für viele Oberflächenformen des Mondes so charakteristischen, kreisrunden und ovalen Begrenzungen in ausgeprägter Form. Mare Crisium ist eine Ellipse mit 570 und 450 km Durchmesser. Nicht so vollkommen geschlossen sind Mare Imbrium und Mare Serenitatis. Das erstere Meer geht im Osten ohne jede Begrenzung in den Oceanus Procellarum über. Andere Meere sind durch ein Zusammentreten verschiedener Kreissegmente unregelmässig gestaltet.

Die Anordnung der Mondmeere zeigt beachtenswerte Gesetzmässigkeiten. In einem breiten Gürtel ziehen sich dieselben längs einem grössten Kreise um den Planeten.

Verteilung der
Meere.

In der Mitte der Zone folgen gegen Osten Mare Foecunditatis, Tranquillitatis, Serenitatis, Imbrium, Oceanus Procellarum, Grimaldi und Riccioli. Es ist wahrscheinlich, dass deren Gürtel sich über die Rückseite des Mondes fortsetzt; was durch die Librationen von ihm zum Vorschein gekommen ist, berechtigt durchaus zu dieser Annahme. Den Nordrand dieses Gürtels bilden Mare Humboldtianum, Struve, Endymion, Mare Frigoris, Sinus Roris und randliche Teile des Oceanus Procellarum, den Südrand dagegen Mare Australe, Nectaris, Vaporum, Sinus Medii, Mare Humorum, Schickard und andere randliche Ebenen.

Nördlich und südlich von dieser breiten Zone kommt die Oberflächenform der Meere nicht mehr vor; die polaren Kugelkalotten haben einen anderen Habitus und sind höher gelegen.

Die eigenartige Anordnung ruft den Eindruck hervor, als wenn der Gürtel der Meere einmal die Äquatorialzone war und die feste Mondschale sich gleitend über den noch flüssigen Kern gedreht haben könnte. Da wir mit Darwin dem Monde früher eine grössere Umdrehungsgeschwindigkeit zuschreiben müssen, muss die polare Abplattung entsprechend grösser gewesen sein. Die Hemmung der Rotation hat ein Hinaufsteigen der Polarkalotten und eine Senkung der Äquatorialzone zur Folge. Auf diese Weise sucht Franz die gewaltigen Höhenunterschiede zwischen den beiden verschiedenen Teilen des Mondes zu erklären.

Die Oberfläche der Meere sind weit ausgedehnte, vertiefte Lavaflächen, die mit den Lavafeldern Islands und von Oregon und Idaho vergleichbar wären. Im Verhältnis zu den übrigen Teilen des Mondes sind kraterähnliche Gebilde hier sehr viel seltener. Trotzdem ist die Oberfläche durchaus nicht gleichförmig. Puiseux (3) hat weitere Einzelheiten derselben mitgeteilt. Man beobachtet in den zentralen, ebenen Teilen, die, abgesehen von der Oberflächenkrümmung, den Eindruck der Ebene machen, Adern oder erhabene Wülste, also mehr oder weniger gradlinige positive Reliefformen. Am Ufer des Meeres wird man häufig eine Kante gewahr, die an dem gebirgigen Rand hängen geblieben ist und die Senkung im vollen Ausmass nicht mitgemacht hat. Dieses Band zeigt nicht die geringsten Faltungspuren, es läuft auch nicht immer konzentrisch zur Begrenzung. Die Senkung hat sich gelegentlich staffelweise vollzogen, so sind im Mare Nectaris allein fünf Stufen von einigen Tausend Meter Sprunghöhe im ganzen festgestellt. Keilförmige Horste bleiben stehen, wo zwei bogenförmige Elemente sich schneiden.

Oberfläche der
Mondmeere.

In der gebirgigen Aussenregion treten dagegen zahlreiche klaffende Risse auf, also gradlinige negative Reliefformen. Beide, die Wülste wie

die klaffenden Risse, sind offenbar Folgeerscheinungen des Senkungsvorganges. Die Spalten im tieferen Niveau auf dem Grunde des Meeres haben der Lava zum Austritt gedient und sind durch dieselbe geschlossen, anders die Risse in den höher gelegenen Randregionen. Dieselben blieben offen, da das aufdringende Magma in einem tiefen Niveau Abfluss fand und nicht höher hinaufsteigen konnte. Die Wülste erklärt Puiseux als über Spalten aufgestaute Lavastreifen; sie sind also das Ergebnis von Lineareruptionen. Vielleicht lassen sich manche einfacher als Lavaströme deuten.

Entstehung der
Mondmeere.

Man hat häufiger die Ansicht geäußert, dass die Mondmeere sich von den übrigen kreisrund begrenzten, kraterähnlichen Oberflächenformen lediglich durch die gewaltigen Grössendimensionen unterscheiden. Das ist nicht richtig. Den Mondmeeren fehlen stets die Zentralgebirge, die bei den übrigen Gebilden in der Regel vorhanden sind. Diese Verschiedenheit muss einen genetischen Grund haben. Suess (7) fasst die Meere als gewaltige Schmelzherde auf, Stellen, an denen die juvenilen Gase sich zur Oberfläche durchgeschmolzen haben. Derartige Eruptionen wurden in diesem Buch „Arealeruptionen“ genannt. Es lässt sich nicht beweisen, dass der Durchbruch nur in der obigen Weise erfolgt sein kann. Aber auch Lineareruptionen, Massenergüsse aus Spalten, führen zu demselben Resultat. Wenn es bereits auf der Erde schwer, ja häufig unmöglich ist, zwischen beiden Typen zu unterscheiden, so ist es das vollends für den Mond. Der Boden der Mondmeere ist demnach das Ergebnis von Areal- oder Lineareruptionen, die ein vorhandenes Relief mit Lavafluten übergossen und zugedeckt haben. Alle Krater, Wülste usw. in ihrem Bereich sind jüngere Bildungen. Die Hohlformen sind das Ergebnis gewaltiger Senkungen, darüber kann kein Zweifel herrschen. Vertikale tektonische Verschiebungen und vulkanische Erscheinungen laufen auch hier wieder parallel. Jene gehen diesen voraus und bedingen sie. Das tiefe Ausflussniveau war einem Massenerguss von Lava besonders günstig.

Gebirgsmassive.

Gebirge auf dem
Monde.
Charakteristik
der
Mondgebirge.

Die Mondgebirge tragen einen anderen Charakter als die Faltengebirge der Erde. Ihre Merkmale sind mehr negative. Sie besitzen keine Individualität, höchstens kann man sie als Bruchstücke plateauartiger Erhebungen auffassen, die von benachbarten Senkungen verschont geblieben sind. Verwerfungen begrenzen auch sie, wie die Bruchgebirge der Erde.

Eine Eigenart des Mondes, die in den abweichenden Spannungsverhältnissen in seiner Kruste vielleicht ihre Erklärung findet, besteht darin, dass alle Absenkungen in der Form kreisrunder Kesselbrüche stattfinden. So ist die Gestalt der Gebirgsmassive eine dreieckige mit nach aussen konkaven Seiten, die Begrenzung erfolgt durch Kreissegmente.

Nicht immer ist die vertikale Bewegung gleichmässig radial vor sich gegangen; die Horstpartien haben eine schaukelnde Bewegung durchgemacht, sie zeigen dann auf der einen Seite einen steilen Bruch und auf der entgegengesetzten mässige Neigungen. Die Alpen auf dem Monde sind z. B. durch einen 70 km langen und 10—12 km breiten Riss in zwei Blockpartien getrennt Fig. 215. Der lunare Kaukasus und Apennin sind andere Beispiele derartiger Massive.

Das Fehlen jeder Faltung, die zahlreichen klaffenden Risse und Sprünge, die Senkungen grössten Ausmaßes beweisen, dass die Mondkruste unter starker Dehnungsspannung stand, und dass ein tangentialer Zusammenschub nirgends auf sie eingewirkt hat.

Fehlen der
Faltengebirge.

Die Ringgebilde.

Ringgebirge, Ringwälle, Ringkrater.

Kreisrunde geschlossene Oberflächenformen von ausserordentlicher Regelmässigkeit und sehr verschiedenen Dimensionen sind die charakteristischen Gebilde der Mondscheibe. Sie treten in grosser Anzahl auf. Man hat dieselben auf etwa 30000 geschätzt.

Ringgebirge.

Zahl.

Die Kratermeere. Wallebenen.

Unter den Ringgebilden stehen die Kratermeere den eigentlichen Meeren am nächsten. Wie diese besitzen sie einen Boden, der durch seine dunkle Farbe auffällt. Die Kratersohle ist vollkommen eben. Ein Zentralgebirge fehlt. Das beste Beispiel ist Plato, der schwarze See der alten Selenographen, am nördlichen Rande des Mare Imbrium (Fig. 215).

Kratermeere,
Wallebenen.
Charakteristik.

Ein niederer Wall umgibt die ausgedehnte Ebene. Ein Beobachter, der im Zentrum derselben steht, würde seine Blicke über eine unbegrenzte Fläche schweifen lassen, da wegen der Oberflächenkrümmung die Grenzwälle unter dem Horizont bleiben.

Über die Durchmesser einiger Kratermeere mögen folgende Angaben nach Franz Aufschluss geben; es beträgt $1^\circ = 31$ km im selenographischen Maß.

Name	Länge	Breite ¹⁾	Durchmesser
Grimaldi . .	— 67°	— 6°	$8,2^\circ = 254,2$ km
Endymion . .	+ 53°	+ 54°	$4,7^\circ = 145,7$ „
Schickard . .	— 54°	— 44°	$7,2^\circ = 223,2$ „
Riccioli . .	— 76°	— 3°	$6,2^\circ = 192,2$ „
Plato . . .	— 9°	+ 51°	unter $4^\circ = 124$ „

¹⁾ Die selenographischen Breiten werden vom Äquator nach Norden positiv, nach Süden negativ, die Längen vom Nullmeridian, der bei der Libration 0 der Erde zugekehrt ist, nach Westen positiv, nach Osten negativ gezählt.

Verteilung.

Nach Franz sind die Kratermeere auf bestimmte Gegenden auf dem Monde beschränkt. Vorzugsweise erscheinen sie auf dem nördlichen Rande der Meere. In der Mitte und den Südpolargegenden kommen sie nicht vor. Man muss für dieselben eine ähnliche Entstehung annehmen wie für die Meere.

Fig. 215.



Kratermeer des Plato (rechts).

Die breite Furche auf der linken Hälfte ist das Tal der Alpen. Über Plato liegt der dreigipflige Pico, sein Fuss ist von 5—6 kleinen Kratern umgeben. Oben links in der Ecke findet sich in der Achse der Alpen Cassini. Nach Namyth und Carpenter.

Die Mondkrater, Ringkrater, Wallkrater.

Mondkrater,
Ringkrater,
Wallkrater.
Charakteristik.

Als Mondkrater bezeichnet man Gebilde, welche mit den Kraterbildungen der Erde eine gewisse Ähnlichkeit besitzen, aber auch in wesentlichen Punkten davon abweichen.

Der Mondkrater ist eine überwiegend negative Reliefform. Das Auffallendste ist der überaus regelmässige Wall, der die Öffnung in einem geschlossenen Ring umgibt. Die äussere Böschung ist ziemlich

gering. Sehr viel steiler, bis 25° im Mittel, aber auch bis 40 und 80° ist die innere Böschung. Der Kraterrand ist gelegentlich ausgezackt.

Fig. 216.



Theophilus,
der unterste der grossen kreisförmigen Krater mit Zentralgebirge, unmittelbar anstossend Cyrillus und
in gleicher Richtung Catharina. Nach Naimyth und Carpenter.

Der Kraterboden zeigt eine flache, tellerförmige oder schüsselförmige Gestalt. Er liegt gewöhnlich sehr viel tiefer als das umgebende Plateau, welches den Mondkrater trägt.

Einer der tiefsten Krater ist Theophilus (Fig. 216). Mit einer Neigung von 30° sinkt der Boden 5500 m zur Tiefe. Sein Durchmesser ist 100 km. Aus der Mitte des Kraters erhebt sich ein steiles Zentralgebirge bis zu 2000 m. Zentralgebirge sind eine sehr häufige Erscheinung. Das des Theophilus ist ein steiles Massiv, das in ein oder mehrere Piks ausläuft und offenbar aus kompakter Lava besteht. Aufschüttungskegel sind sehr selten, Suess nennt als solchen Cichus und einen weiteren zwischen Mercator und Ries. An Stelle des Zentralmassivs kann eine Gruppe von kleineren Kratern mit oder ohne Zentralkegel treten, z. B. in dem Ringgebirge des Walter, der einen Durchmesser von ca. 200 km besitzt. Auch exzentrisch finden sich häufig kleinere Krater in den Boden der grossen eingesprengt. Einige grössere Krater haben doppelte, ja sogar dreifache Wände. Es sind zwei und mehr analoge Gebilde ineinander geschachtelt.

Eine besondere Stellung nimmt der Krater Wargentini, $\lambda = 60^\circ$ $\beta = 49^\circ$, ein. Derselbe ist bis an den Rand mit Lava ausgefüllt und besitzt auch kein Zentralgebirge (Fig. 217).

Das Zentralgebirge erreicht mit sehr seltenen Ausnahmen nie den Rand der äusseren Umwallung. Gewöhnlich bleibt es sogar sehr erheblich an Höhe hinter derselben zurück.

Vergleicht man den Hohlraum des Kraters mit dem Volumen des Walles und Zentralgebirges, so ist derselbe sehr viel grösser. Bei irdischen Vulkanen pflegt es umgekehrt zu sein. Über diese Verhältnisse hat Ebert Untersuchungen angestellt. Er fand, dass, wenn d den Durchmesser, i die Tiefe bezeichnet, das Verhältnis $\frac{d}{i}$ zwischen 7 und 70 schwankt, so dass selbst die tiefsten Ringgebirge nur als flache Teller erscheinen.

Die Krater mit kleinem Durchmesser besitzen verhältnismässig grössere Tiefen, obschon die grossen absolut tiefer sind. Die grösseren Ringgebirge von über 90 km Durchmesser haben die gleiche mittlere Tiefe von 3500 m.

Die äussere Höhe des Walles wächst gleichfalls mit dem Durchmesser. Doch von $d = 90$ km nähert sich dieselbe dem Mittelwerte, 1000 m bis 1500 m über der mittleren Umgebung.

Die Höhe des Zentralkegels erreicht nie diejenige des Walles. Das Verhältnis $\frac{i}{h}$ beträgt im Mittel 2,87, im Maximum 9,37 und im Minimum

1,46. Bezeichnet k das Verhältnis vom Hohlraumvolumen zum Wallvolumen, so lassen sich sechs Fälle unterscheiden:

Fig. 217.



Wargentin, bis zum Rande ausgefüllt.

Links unten schliesst das grösste Ringgebilde der Abbildung Schickart an. Nach Nymth und Carpenter.

1. $k = \infty$. Einfache walllose Einsenkung, ein Maar. Auch solche negative Formen kommen auf dem Monde vor;

2. $k > 1$. Die Eintiefung überwiegt das Volumen des über dem mittleren Niveau angehäuften Materials;

3. $k = 1$. Eintiefung und Aufhäufung sind gleich. Normales Ringgebirge;

4. $k < 1 > 0$. Der Wallinhalt überwiegt;

5. $k = 0$. Ein einfacher Bergkranz;

6. $k < 0$. Der innere Boden liegt über dem Durchschnittsniveau der Umgebung. Diesem Fall gehören fast alle irdischen Vulkane an. Auf dem Monde vertritt Wargentia diesen Typus.

Der ideale Fall $k = 1$ ist auf dem Monde durchaus nicht der herrschende. Von 92 Ringgebirgen war die Vertiefung in 64 Fällen grösser als normal und nur in 28 Fällen kleiner. Je grösser der Durchmesser ist, umso mehr weicht die Vertiefung von dem normalen Verhältnis ab und wird grösser. Nur die kleineren Krater zeigen den anderen Typus.

Die Durchmesser der Ringgebilde variieren in sehr weiten Grenzen. Mädler unterschied nach ihrer Grösse drei Klassen:

1. Wallebenen, Durchmesser 200—60 km;

2. Ringgebirge, „ 60—15 „

3. Krater, „ unter 15 „

In nachfolgender Tabelle S. 661 seien einige Beispiele nach Naumy und Carpenter, Franz und Puiseux zusammengestellt.

Die Verteilung der Ringgebilde.

Verteilung der
Ringgebilde.

Es gibt auf der Mondscheibe kaum irgend eine Fläche von einiger Ausdehnung, welche nicht von Ringgebilden und Kratern besetzt wäre. Am ärmsten sind die Meere und die Massive, wie die Alpen, Kaukasus und Apennin. Andere Teile, besonders die Südpolarkalotte, sind so dicht mit Kratern annähernd gleicher Grössenordnung besetzt, dass zumal die randlichen Partien siebartig durchlöchert erscheinen. Sie lassen sich dann mit den Schaumblasen einer moussierenden Flüssigkeit treffend vergleichen. In dieser Häufung scheint zunächst jede Gesetzmässigkeit zu fehlen, und doch lassen sich einige Beziehungen erkennen. Sind die Meere relativ frei von Kratern, so treten dieselben in grösserer Anzahl längs der grossen begrenzenden Brüche auf. Die Zentren liegen aber nicht genau auf dem Bruchrand, sondern auf der Innenseite des konkaven Bogens.

Die einzelnen Ringgebilde unterscheiden sich ferner durch ihr relatives Alter von einander. In manchen Gegenden tragen sie morphologische Spuren der Zerstörung und damit die eines höheren Alters. Die Konturen sind wenig scharf, die Ringwälle sind ganz oder teilweise zerstört. Der Boden der Ringgebirge scheint die Oberfläche zu bilden. Niedrige Dämme, die eher gradlinig als kreisrund verlaufen, sind hier das trennende Element.

Name	Länge	Breite	Tiefe	Höhe des Zentralgebirges	Durchmesser	Autor
Ptolemäus	— 2°	— 9°	3600 m	600 m	161,2 km	Franz
Langrenus	+ 61°	— 8°			141 "	Namyth und Carpenter
Walter	+ 1°	— 33°			158,1 "	Franz
Theophilus	+ 27°	— 12°	5500 "	20 Krater in der Mitte	119 "	Namyth und Carpenter
Katharina	+ 23°	— 17°	4000 "	2000 m	105 "	Puiseux
Cyrillus	+ 24°	— 13°	500 "	Gruppe von Kratern	103 "	Namyth und Carpenter
Plato	— 9°	+ 51°	1000—1200 m	1800 m	96 "	do.
Wargentin	— 60°	— 49°	0 m	Eben = 0 m	96 "	do.
Kopernikus	— 20°	+ 9°	3600 "	Eben = 0 m	89 "	do.
Arzachel	— 2°	— 18°	—	600 m	89 "	do.
Alphonsus	— 3°	— 13°	—	Kegelförmige Erhebungen	89 "	do.
Tycho	— 11° 17'	— 43° 20'	5400 "	2000 m	87 "	do.
Archimedes	— 4°	+ 30°	1300 "	Kein zentraler Kegel	82 "	do.
Aristoteles	+ 18°	+ 50°	3300 "	Kleiner Zentralkrater	82 "	do.
Eudoxus	+ 18°	+ 45°	3500 "	" "	74 "	do.
Aristarchus	— 47° 32,43'	+ 23° 42,23'	2400 "	Der Vulkan erhebt sich 800 m über die Umgeb.	45 "	do.
Proclus	+ 46° 57,21'	+ 16° 4,78'	—	—	36 "	Franz
Triestecker	+ 3° 37,43'	+ 4° 10,55'	—	Normaler Krater mit Zentralkegel	28 "	do.
Eudoxus A	+ 20° 4,95'	+ 45° 47,09'	—	—	22 "	Namyth und Carpenter
Gassendi A	— 43° 35,23'	— 18° 25,91'	—	—	13,5 "	Franz
Ptolemäus A	— 0° 48,10'	— 8° 30,49'	—	—	9,5 "	do.
Campanus Zentralberg .	— 27° 43,78'	— 27° 58,16'	—	—	8 "	do.
					4,5 "	do.

Nach Puiseux trägt die Nordpolregion diesen Charakter. Hier hat man offenbar den ältesten Teil der Mondoerfläche vor sich.

Im Gegensatz hierzu herrscht an dem Südpol der Plateaucharakter mit scharfen Reliefformen. Zahllose tiefe, kreisrunde Löcher sind in das Plateau eingelassen und zeigen Höhenunterschiede von 6000 bis 7000 m, die selbst die des Theophilus weit hinter sich lassen. Diese Region ist jugendlich.

Die jüngsten Formen zeichnen sich dagegen durch eine wundervolle Schärfe des Reliefs aus. Sie sind in die älteren Formen zentrisch und exzentrisch eingeschachtelt und am tiefsten.

Das verschiedene Alter geht ferner aus der gegenseitigen Lage der kraterartigen Bildungen hervor. Der jüngere Bau, der in den älteren gesetzt ist, erreicht denselben nie an Grösse. Die Kraft, welche alle diese Gebilde geschaffen hat, muss daher stetig abgenommen haben.

Doppelkrater.

Als Doppelkrater bezeichnete Mädler zwei Krater, die durch einen gemeinschaftlichen Wall von einander getrennt sind. Von diesen ist derjenige der jüngere, der seine Form dem andern gegenüber behauptet. Eine Erscheinung, die man an irdischen Vulkanen häufig zu beobachten Gelegenheit hat, ist auf dem Monde nicht selten. Der kleinere, jüngere

Reitende Krater.

Krater ist dem grösseren, älteren aufgesetzt; er reitet auf seinem Rande.

Zwillingskrater.

Zwillingskrater sind nach Mädler Krater, denen die trennende Scheidewand ganz fehlt. Auch diese Gebilde sind dem irdischen Vulkanismus nicht fremd.

Tektonisch ge-
störte Krater.

Weitere Unregelmässigkeiten treten durch tektonische Störungen ein. Puiseux fand besonders in den Meeren Krater, die an Verwerfungen teilweise abgesunken sind und von denen nur ein Kraterrest übrig geblieben ist. So scheint die eigentümliche Felspyramide des Pico, $\lambda = + 31^\circ$, $\beta = 11^\circ$, der stehengebliebene Rest des Walles zweier versunkener Krater zu sein, vgl. Fig. 215.

Die gradlinigen Reliefformen auf dem Monde.

Die gradlinigen
Reliefformen.

Die gradlinigen Reliefformen sind entweder positive oder negative.

Die Bergrücken.

Bergrücken.

Langgestreckte Bergrücken sind auf dem Monde selten. Ein äusserst schmaler Zug mit welligem Grundriss zieht sich zwischen Piccolomini und Katharina entlang. Er wird Altai genannt. Das Tal zwischen Metius und Rheita ist von zwei Rücken begrenzt. Ein sehr interessantes Gebilde ist die Grosse Wand in der Nähe von Thebit, ein Steilabsturz von 300 bis 700 m Höhe und 96 km Länge. Diese gewaltige Klippe wirft einen scharfen, gradlinigen Schatten und erinnert an einen Spazierstock (Fig. 218).

Fig. 218.



Thebit, rechts oben, mit dem spazierstockähnlichen Steilabsturz.

Die drei grossen Ringgebilde in der Mitte der Abbildung sind von oben nach unten Arzachel, Alphonsus und Ptolemäus. Nach Namyth und Carpenter.

Diese Gebilde können nichts anderes sein als Bruchränder und Verwerfungen. Das Tal zwischen Metius und Rheita ist ein Graben, die Rücken stellen die Grabenränder dar.

Wülste, Adern, Dämme, Runzeln, Aufbauschungen.

Wülste, Adern,
Dämme.

Positive Reliefformen von dammartigem Charakter und welligem Aufriss sind in allen Meeren zu entdecken. Besonders häufig treten sie in den ältesten Teilen der Mondoberfläche in der Nähe des Nordpols auf. Sie werden am deutlichsten, wenn die Sonne sehr tief steht, werfen nur bei submeridionalen Verlauf Schatten und werden sichtbar; dann machen sie den Eindruck erhabener Adern und sind offenbar Formen, die durch spätere Zerstörung ihre ursprüngliche Gestalt zum Teil eingebüsst haben.

Alle diese Reliefformen haben sicherlich mit Faltungsercheinungen, erzeugt durch einen tangential gerichteten Zusammenschub, nicht das geringste zu tun. Eine ganz allgemein gültige Deutung lässt sich nicht geben, wohl zum Teil, weil die Gebilde genetisch verschiedener Herkunft sind. Einige von ihnen sind vielleicht als Lavaströme zu deuten.

Puiseux stellt sich die Dämme als Lavaaufstauungen über Spalten vor, also als Produkte von Lineareruptionen.

Die niedrigen Wälle in der Nordpolargegend sind vielleicht Schuttwälle, zerstörte Bruchränder oder dergleichen. Pusieux macht nämlich darauf aufmerksam, dass deren Verlauf nach einem bestimmten geometrischen Plane orientiert ist. Danach wären dieselben als tektonische Bodenformen aufzufassen.

Grosse Risse, Täler.

Grosse Risse,
Täler.

Breite, tiefe, klaffende Risse sind auf dem Monde häufiger zu beobachten. Das Val de Rheita wurde oben bereits besprochen. Das markanteste Beispiel ist das Tal in den Alpen, vgl. Fig. 215. Bei geringer Vergrösserung erscheint es als Riss. Tatsächlich ist es ein flacher Einschnitt, der sich bei einer Breite von 9 km 130 km lang quer durch das Massiv hindurchsetzt. Die Gebirge zu beiden Seiten erreichen Höhen von mehr als 3000 m. Bei der Schärfe des Reliefs kann diese Disjunktion nur ein relativ junges Alter besitzen. Der grosse afrikanische Grabenbruch auf der Erde ist ein vergleichbares Gegenstück.

Rillen, Risse, Sprünge.

Rillen, Risse,
Sprünge.

Besonders bemerkenswerte negative Reliefformen sind die Rillen auf dem Monde, die mit der Vervollkommenung der optischen Hilfsmittel in wachsender Anzahl entdeckt wurden. Während Mädler in der Mitte des vorigen Jahrhunderts zirka 140 Rillen kannte, konnte Schmidt in den achtziger Jahren bereits 425 zählen. Die Rillen sind klaffende Risse in der Mondoberfläche, welche genetisch ein sehr bedeutsames Moment darstellen, da sie treffender als jede andere Erscheinung beweisen, dass die äussere Mondkruste unter beträchtlicher Dehnungsspannung steht.

Die Rillen sind nach J. Klein (1) schmale, furchenförmige Vertiefungen der Oberfläche mit steilen Rändern; sie ziehen sich oft meilen-

Fig. 219.



Triesnecker, in der Mitte der Abbildung.

Auf der linken Hälfte ein System von Rillen. Nach Namyth und Carpenter.

weit hin und sind durchschnittlich gleich weit. An ihren Enden laufen sie flach aus. Ihr Verlauf ist ziemlich gradlinig. Häufig tritt eine

Ablenkung der Streichrichtung, eine Kreuzung zweier Systeme und eine Zersplitterung ein, Erscheinungen, die man auf der Erde an Gängen und Verwerfungen oft beobachten kann. Vergleichbare Gebilde auf der Erde sind selten; am ehesten kommen die klaffenden Vulkanspalten und Explosionsgräben Islands in Frage.

Zuerst entdeckt wurde die Hyginusrille von Schröter. Eine andere grosse Rille ist die Aradäusrille, ferner die Rillen bei Triesnecker (Fig. 219).

Verteilung der Rillen und anderer gradliniger Reliefformen.

Verteilung der
gradlinigen
Reliefformen.

Der topographischen Verteilung der gradlinigen Reliefformen hat Puiseux besondere Aufmerksamkeit zugewandt.

Als Ausgangspunkt ist die Nordpolarregion am geeignetsten, da hier die Ringgebilde den ältesten Plan weniger verwischen. Die Dämme streichen vornehmlich in zwei Richtungen. Beide Systeme zerlegen das Plateau in rhombenförmige Felder. Ein drittes System tritt örtlich hinzu und stumpft den spitzen Winkel ab, sechseckige und fünfeckige Polygone schaffend. Die Orientierung der Felder in bezug auf den Meridian wechselt mit der selenographischen Länge, nur am Rande der Scheibe ist das eine System ihm angenähert parallel. Diese gradlinigen Systeme haben einen erkennbaren Einfluss auf Lage und Gestalt der Ringgebilde. Viele derselben lassen eine reihenweise Anordnung deutlich erkennen. Oder die Rillen und Dämme treten als äussere und innere Tangenten an die Ringwälle auf. Diese Anordnung führt gelegentlich zu einer Störung der kreisrunden Gebilde; besonders unter den grösseren, älteren und stärker zerstörten Ringgebilden tritt dann eine Deformation zu polygonalen Ringgebilden ein; oder endlich, der Ringwall steht in der Mitte eines solchen Feldes. Die Risse können jedoch auch in die Ringgebilde selbst eindringen.

Nach Puiseux ist das Netzwerk die Anlage eines frühen Entwicklungsstadiums der Mondkruste als dieselbe noch relativ wenig mächtig war. Die einzelnen rhombenförmigen oder polygonalen Schollenstücke stellt er sich auf dem Magma schwimmend vor. Die beiden Rissysteme sind parallel zur Front der Flutwelle und in der Richtung der Hauptzeitenströmung orientiert. Durch diesen Vorgang wird die Kruste in viereckige Felder eingeteilt, deren Grenzen abwechselnd offene und geschlossene Narben bilden. Über diesen Zustand ist die arktische Region nicht hinausgekommen.

Der Bildungsperiode der Sprünge folgt die vulkanische Zeit mit zunehmender Dicke der Kruste; dann wird das Empordringen des Magmas immer schwieriger und die vulkanische Kraft nimmt allmählich ab.

Die Netzanlage wird zerstört durch die vulkanischen Vorgänge, die Aufstauungen und Absenkungen zur Folge haben und durch die Überschwemmungen weiter Regionen mit Massenergüssen.

Jedenfalls folgt aus diesen Verhältnissen, dass tektonische Vorgänge dabei eine wichtige Rolle spielen.

Erklärung der Ringgebilde auf dem Monde.

Nach der Beschreibung des vorigen Abschnittes bestehen zwischen den Ringgebirgen des Mondes und den vulkanischen Kratern erhebliche Unterschiede, und zwar folgende:

1. Der Ringwall ist von grosser Regelmässigkeit, und gewöhnlich von gleicher Höhe an allen Stellen. Eine derartige Regelmässigkeit ist bei irdischen Calderen nicht die Regel.

2. Der Durchmesser der Ringgebilde ist ungleich grösser als der der irdischen Calderen. Dieselben erreichen kaum mehr als 2 km, während auf dem Monde Durchmesser von 80 km durchaus keine Seltenheit bilden. Selbst die kleinsten kraterähnlichen Reliefformen übertreffen die der Erde an Grösse.

3. Die Sohle der Ringgebirge liegt sehr viel tiefer als die Umgebung und ist eben. 3 000—6 000 m Höhe kann der innere Steilabsturz erlangen. Auf der Erde pflegt der Boden des Kraters oder der Caldera im Gegenteil gewöhnlich bedeutend über dem Niveau des nicht vulkanischen Untergrundes oder der Umgebung zu liegen. Dementsprechend ist auf dem Monde das Volumen des Hohlraumes meist sehr viel grösser als das des Walles. Das Ringgebilde ist überwiegend eine negative Reliefform. Auf der Erde bilden negative vulkanische Reliefformen die verschwindenden Ausnahmen.

4. Das Zentralgebirge, das sich aus der Mitte des Ringgebirges erhebt, erreicht mit seltenen Ausnahmen nicht die Höhe des Randwalles. Auch auf der Erde sind konzentrisch in einander geschachtelte vulkanische Bauten häufig. Hier pflegt aber der zentrale Kegel meist den Calderarand erheblich zu übersteigen.

Fig. 220.



Profil durch eine Wallebene des Mondes.

5. Der Stratovulkan, ein Aufschüttungskegel, mit stetem Wechsel von Lockermaterialien und Lavaströmen, mit seinem komplizierten Gerüst von Gängen und wechselnden Ausbruchspunkten auf den Flanken der

Kegel, dieses normale Bauwerk der vulkanischen Kräfte auf der Erde, fehlt dem Monde ganz oder ist äusserst selten. Hier herrschen Gebilde aus fester Lava. Aus Lava bestehen die Ringwälle, die Zentralmassive, die Meere. Vulkanische Lockerprodukte rufen, wenn die Deutung richtig ist, nur die Aureolen und hellen Streifen hervor, die ein anders geartetes Relief wie mit einem Schleier zudecken.

Die Verschiedenheiten sind so erheblich, dass man zu ihrer Erklärung auf nicht vulkanische Theorien zurückgegriffen hat. Hält man dagegen an dem vulkanischen Ursprung der Mondgebilde fest, so erwächst die Aufgabe, die Abweichungen aus den besonderen Verhältnissen auf dem Monde zu erklären.

Die nicht vulkanischen Theorien.

Nicht
vulkanische Er-
klärungs-
hypothesen der
Mondgebilde.

Sieht man von den zahlreichen Theorien ab, die durch ihre phantastischen Annahmen schon von vorneherein den Stempel der Unwahrscheinlichkeit tragen, so bleibt als ernsthafte Theorie vor allem die Meteoritenhypothese übrig.

Die Meteoritentheorie. Ballistische Hypothese.

Meteoriten- oder
ballistische
Hypothese.

Die Meteoritentheorie, die auf Gruithuisen zurückgeht und vor allem in Gilbert (9) ihren eifrigsten Verfechter fand, nimmt an, dass alle ringförmigen Gebilde des Mondes durch Aufstürzen grosser meteorischen Massen erzeugt seien, die aus dem Weltenraum kommend, mit dem Planeten zusammenstiessen und sichtbare Spuren dieses Zusammenstosses auf der noch plastischen Mondkruste hinterlassen oder auf der bereits festen an der Aufschlagstelle Lavaseen erzeugt haben. Eine experimentelle Stütze fanden diese Anschauungen in den Versuchen von Alsdorf. Er liess auf Lycopodiumpulver unter verschiedenen Winkeln elastische Wurfgeschosse aus Kautschuk oder Wolle treffen und erzeugte ähnliche Oberflächenformen.

Nach Gilberts (9) Hypothese war die Erde wie Saturn von einem Ring meteorischer Körper umgeben, die durch ihr Zusammenprallen mit dem Monde die grosse Zahl der charakteristischen Mondoberflächenformen erzeugten.

Als Beweis, dass selbst auf der Erde das Niederfallen eines grossen Meteors kraterähnliche Vertiefungen verursacht, wird der als Meteoritenkrater gedeutete Coon Butte in Arizona herangezogen. E. H. L. Schwarz (16) will einen grossen Melilithbasaltblock bei Riversdale in der Kapkolonie als meteorisches Material ansprechen. Doch ist die Beweisführung nicht überzeugend.

Die Meteoritenhypothese vermag, abgesehen von anderen Details, keine befriedigende Erklärung für das Zentralgebirge zu geben. Ein schwerwiegendes Argument gegen die Theorie bildet ferner das Überwiegen der Eintiefungen im Verhältnis zur Wallerhöhung.

Die Blasentheorie.

Stanislaus Meunier und in neuer Zeit Dahmer (17) suchten durch Kochen eines Zement- oder Gipsbreies oder anderer, mit Wasser angesetzter plastischer Massen, eine Blasenbildung auf der Oberfläche zu erzeugen. Die zarten, zum Teil schnell vergänglichen Gebilde lassen sich mit einem Paraffinüberguss fixieren. Sie besitzen eine grosse Ähnlichkeit mit den Mondgebilden.

Blasentheorie.

Allein die Vergrösserung derartiger, in kleinem Maßstab ausgeführter Versuche birgt eine grosse Gefahr. Wenn selbst eine platzende Blase von 1 cm Durchmesser auch alle Verhältnisse der Mondoberfläche auf das getreueste wiedergeben würde, so wären Blasen von 80 km Durchmesser und mehr eine physikalische Unmöglichkeit, da kein Material die hierbei auftretenden Spannungen aushalten würde.

Die vulkanischen Theorien.

Vergleicht man die phlegräischen Felder aus der Vogelperspektive mit den Oberflächenformen des Mondes, so drängt sich die auffallende Ähnlichkeit zwischen beiden Gebilden auf (Fig. 211). Von allen Theorien, welche die Ringgebilde des Mondes erklären wollen, haben die vulkanischen daher auch den meisten Anklang gefunden: Alexander von Humboldt, L. von Buch, Poulett Scrope, Dana, Stübel, Suess, Branca und sehr viele andere Forscher sind für die vulkanischen Erklärungsversuche eingetreten. Diese Theorien haben nicht nur unter den Geologen sondern auch unter den Astronomen wie Mädler, Schröter, Namyth und Carpenter, Pickering usw., die sich besonders mit den Einzelheiten des Mondreliefs beschäftigt haben, viele Anhänger gefunden. Puiseux und Prinz ziehen neben rein vulkanischen Erscheinungen auch tektonische heran. Auch die Gezeitenwirkung auf das Magma wurde von anderen zur Erklärung benutzt.

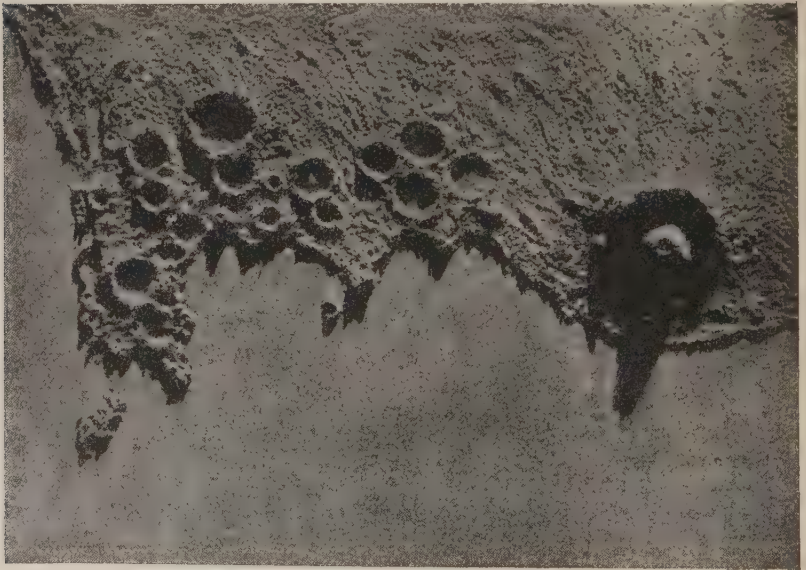
Vulkanische Theorien.

Wie auf der Erde diese dynamischen Äusserungen innig mit einander verknüpft sind, so ist ein gleicher Zusammenhang für den Mond zu erwarten. Tektonische und vulkanische Vorgänge können in ihrem Zusammenwirken die Verschiedenheiten der Mondformen erklären.

Zwei Punkte sind es in erster Linie, in denen der lunare und irdische Vulkanismus von einander abweichen. Nämlich die kreisrunden Begrenzungsformen von grosser Regelmässigkeit und der ungleich grössere Maßstab, in dem sich die vulkanischen Kräfte auf dem Monde geäussert

haben. Beide sind lediglich durch die abweichenden physikalischen Verhältnisse auf dem Monde bedingt.

Fig. 221.



Mondlandschaft.

(Oberes Bild) verglichen mit der Gegend von Neapel (unteres Bild): rechts der Vesuv, links die Phlegräischen Felder. Nach Namyth und Carpenter.

Kreisrunde Begrenzungsformen von grosser Regelmässigkeit können hier keinen anderen Grund als einen geometrischen haben.

Entstehung
kreisrunder
Begrenzungs-
formen:

Auf der Erde werden derartige Hohlformen geschaffen:

1. Auf tektonischem Wege durch rein radiale Krustenbewegungen. Sie führen zu Kesselbrüchen. Wenn letztere von der idealen Kreisgestalt gewöhnlich abweichen, so hängt das mit der Anisotropie der Sedimenthülle zusammen, — es sei einmal gestattet, diesen der Kristallphysik entlehnten Begriff in übertragener Bedeutung auf die Sedimente und kristallinen Schiefer anzuwenden. Beide besitzen in der Schichtungs- oder Schieferungsebene eine singuläre Ebene leichtester Teilbarkeit. Ihre Bruchfestigkeit ist demnach nicht nach allen Raumrichtungen gleich gross. Ein Glas dagegen besitzt physikalisch keine bevorzugte Richtung. Glasreiche Laven nähern sich in ihrem Verhalten den reinen Gläsern. Solche Laven dürften aber, wie gezeigt wurde, in der Zusammensetzung der Mondkruste eine besondere Rolle gespielt haben.

auf tektoni-
schem Wege.

Es kommt noch ein zweites, wichtigeres Moment hinzu, welches vollständig abweichende Verhältnisse schafft. Die äusserste Erdschale steht unter einer tangentialen Kompressionsspannung. Auf dem Monde ist von einer derartigen Spannung nicht die geringste Spur zu bemerken. Im Gegenteil beweisen die zahllosen klaffenden Sprünge und Risse, dass seine äusserste Schale einer dehnenden, zerrenden Spannung ausgesetzt ist.

So äussert sich die Abkühlungskontraktion in beiden Planeten in verschiedener Weise. Auf der Erde wird die Oberfläche zusammengeschoben, tangential gepresst, auf dem Monde auseinander gezogen, gedehnt und gezerzt.

Finden auf dem Monde infolge radialer Verkürzung Einbrüche statt, so wirkt die radiale Komponente allein. Die geometrischen Eigenschaften der Kugel bedingen die kreisrunden Begrenzungen solcher Einbrüche.

Bei einer radialen Verkürzung der Erde wirkt die radiale Komponente nicht allein, es tritt stets die tangentielle Komponente hinzu. Die langgestreckte Ellipse und das lineare Element beherrschen die Synklinalen und Brüche, so weit die Heterogenität der Sedimente überhaupt geometrisch einfache Begrenzungsformen der Depressionen zustande kommen lässt.

2. Auf vulkanischem Wege:

Die Zentraleruption schafft kreisrunde Gebilde, die man als Krater zu bezeichnen pflegt. Die Vulkanesse war das Resultat der Explosion.

auf vulkani-
schem Wege.

Erklärung der Unterschiede in den vulkanischen Formen des Mondes und der Erde.

Erklärung der
Unterschiede in
den vulkanischen
Formen des
Mondes und der
Erde.

Auf dem Monde besitzen die Calderen sehr viel grössere Dimensionen und sind von grosser Regelmässigkeit. Sie treten in einer unter dehnender Spannung stehenden Kruste auf. Das Magma findet beim Empordringen einen sehr geringen Widerstand. Bei dieser starken Zerrung der Kruste, kann sich das Magma überall gleich leicht befreien. Es ist daher keine ausgedehnte Region frei von Vulkanen.

Der Mondvulkanismus zeigt noch eine weitere Eigenart. Ihm fehlt der Stratovulkantypus, der dadurch zustande kommt, dass ein und dieselbe Esse lange Zeit hindurch periodisch tätig bleibt. Die Mondvulkane besitzen einen anderen Charakter, den Stübel mit richtigem Blick als monogen bezeichnete. Sie sind gewissermassen in einem Guss geschaffen worden.

Das Kennzeichen der Tätigkeit eines grossen zentralen Vulkanherdes ist die universelle Verbreitung der Vulkanessen über die ganze Oberfläche, wie sie uns auf dem Monde entgegentritt. Die Verteilung der Vulkane folgt hier scheinbar keinem Gesetze.

Ganz anders auf der Erde. Hier sind die Vulkane nur auf wenige tektonisch begünstigte Regionen beschränkt. Der grösste Teil der Oberfläche dagegen ist völlig frei.

Unter jedem irdischen Vulkan ist ein peripherisch gelegener, rings abgeschlossener Herd anzunehmen, der durch allmähliche Energieabgabe den Stratovulkan um die Hauptesse aufbaut, die lange Zeit hindurch immer wieder dem Magma als Förderkanal dient.

So führt der Vergleich zwischen Mond und Erde zu tieferer Erkenntnis der Verschiedenheit der Wirkungsweise derselben Kräfte, bedingt durch die verschiedenen äusseren physikalischen Bedingungen.

Die unter Dehnungsspannung stehende Kruste des Mondes ist der Grund, dass das Magma an allen Stellen gleich leicht die Oberfläche erreichen kann. Die vulkanischen Wirkungen gehen deshalb von dem sehr viel grösseren zentralen Herd aus. So müssen sich unter diesen Umständen die vulkanischen Kräfte mit einer ganz anderen Intensität äussern. Die Schöpfungen des lunaren Vulkanismus erhalten einen ungleich grösseren Maassstab.

Die Eigenart des terrestrischen Vulkanismus ist durch das Vorhandensein einer Kompressionsschale bedingt, die für das Magma ausserordentlich schwer zu durchbrechen ist. Die vulkanischen Äusserungen nehmen ihren Ausgang daher nicht von dem grossen Zentralherd, sondern von kleinen, isolierten Herden inner-

halb der Kompressionschale. Der vulkanischen Energieentfaltung sind damit Grenzen gesteckt.

Ihre Intensität ist, mit dem Monde verglichen, eine kleine, die Zeitdauer eine kurze, die Tätigkeit lokal beschränkt. Jede Umwälzung in der Kompressionsschale zu bestimmten geologischen Zeiten führt zur Neubildung von vulkanischen Herden und damit zum Erwachen vulkanischer Äusserungen auf begrenzte Zeiten.

Der Mond hat nur eine vulkanische Periode durchgemacht, die Erde mehrere, die stets im Gefolge tektonischer Umwälzungen in der Kruste von Zeit zu Zeit auftraten.

Auf dem Monde haben sich die inneren dynamischen Äusserungen in stetig abfallender Linie abgespielt, auf der Erde in einer Kurve mit Maxima und Minima, die allerdings ebenfalls eine allmähliche Abschwächung erfahren haben.

Mit dieser Erkenntnis scheint der Schlüssel zur Lösung des Problems gefunden zu sein. Dieselben Kräfte äussern sich unter anderen Verhältnissen in verschiedener Weise.

In beiden Fällen wird man die Kraft, die das Magma zur Oberfläche bringt, wenigstens z. T. im Magma selbst zu suchen haben. Die vulkanische Kraft ist eine allmähliche Energieerzeugung durch den Erkaltingsprozess, bedingt in erster Linie durch die Entgasung und nicht im Stübel'schen Sinne eine plötzliche, hervorgerufen durch die Volumenvergrößerung bei der Kristallisation. Eine solche kann nur in grösserer Tiefe, jenseits der Region des maximalen Schmelzpunktes, eintreten. Diese liegt beim Monde, der sechsmal kleineren Schwere entsprechend, in sechsmal grösserer Tiefe.

Die tektonischen Einbrüche und vulkanischen Ereignisse müssen sich also auf dem Monde in sehr viel grösserem Umfang abgespielt haben. Die Bildung einer Caldera durch Explosion oder Einbruch mit 50—100 mal so grossen Durchmessern als die auf der Erde kann danach nicht mehr befremdlich erscheinen.

Deutung der Mondvulkane.

Diejenigen vulkanischen Formen auf der Erde, die den Mondgebilden am nächsten kommen, sind die Lavavulkane. Die Ringgebirge und Mondvulkane sind in jeder Beziehung deren stark vergrösserte Ebenbilder.

Ein isländischer Lavavulkan hat einen äusseren Hang von 7°, ein sehr viel steilerer Wall aus Schweißschlacken umgibt den eigentlichen Krater, der den Charakter eines „Pitkraters“ trägt. Der Boden ist von einem Lavasee erfüllt, dessen Spiegel sich mit der Zeit senkte und verengte. Die Pitkrater brechen terrassenförmig zur Tiefe.

Deutung der
Mondvulkane.

Zwei Faktoren sind für die Ausgestaltung der Caldera massgebend, nämlich die erste Anlage durch Explosion und die Erweiterung durch Einbrechen infolge des Rückflusses des Magmas.

Dieselben Züge treten bei den Mondkratern, nur in vergrössertem Maße auf. Die Senkung des Calderabodens erfolgt gewöhnlich bis unter das mittlere Niveau der Umgebung, auch eine Folge der Dehnungsspannung der Mondkruste; doch mitunter bleibt die Senkung aus, wie bei Wargentín.

Die Mondnagmen, die ihrer Natur nach sauer sind, müssen dünnflüssig gewesen sein, dafür spricht der Schildvulkantypus mit dem Lava-see in seinem Innern. Sie müssen deshalb sehr viel heisser gewesen sein. Leitet man sie aus dem zentralen Vulkanherd ab, so ist dieses Verhalten leicht begreiflich.

Die Zentralgebirge scheinen aus massiger Lava zu bestehen und können nur als Extrusionen fester oder halbfester Magmen gedeutet werden. Sie sind die jüngsten Gebilde, also offenbar ein Produkt eines vorgerückteren Stadiums der Abkühlung.

Eine ähnliche Erscheinung kennt man bei dem entsprechenden Vulkantypus der Erde nicht. Schildvulkane sind, soweit unsere Kenntnis reicht, stets basaltischer Natur. Die basaltischen Magmen sind auf der Erde auch die einzigen, die in überhitztem Zustand herauskommen. Alle anderen haben ihren Kristallisationsanfangspunkt bereits erreicht, wenn sie ausgestossen werden.

Der Basalt hat im allgemeinen wenig Neigung, grössere Staukuppen und Dome zu bilden. Wie die Geschichte des Kilauea lehrt, fehlt es jedoch nicht an Ansätzen dazu. Bei zähen, sauren Laven dagegen sind die eigentlichen Staugebilde zuhause. Wie saure Magmen sich im überhitzten Zustand verhalten würden, wissen wir nicht. Anzunehmen freilich ist, dass dieselben auch dünnflüssig werden und damit die vulkanischen Erscheinungsformen dünnflüssiger Magmen erhalten.

So fänden auch diese Abweichungen in der Natur der Magmen und den äusseren Bedingungen eine befriedigende Erklärung.

Die Spuren der Explosion wurden in der Aureolen- und Lichtstreifenerscheinung erkannt, die als vulkanische Asche gedeutet wurde. Dass vulkanische Bomben einen so grossen Impuls durch die Explosion erhalten, die Schwere überwinden und nicht mehr auf den Mond zurückfallen, liegt durchaus im Bereiche der Möglichkeit.

Der Mond, eine „Mumie“ im geologischen Sinne.

Eine andere Frage von grosser Bedeutung ist die, ob auf dem Monde gegenwärtig noch vulkanische Neubildungen oder andere Veränderungen vor sich gehen, oder ob der Mond seine Entwicklung beendet

hat und als toter, völlig erkalteter Planet aufzufassen ist, der zu dynamischen Äusserungen unfähig geworden ist.

Man hat zwar geglaubt, in einigen wenigen Fällen neue Krater beobachten zu können, die vorher nicht vorhanden waren, aber alle derartigen Feststellungen sind nicht unwidersprochen geblieben. Bedenkt man, dass das Sichtbarwerden kleinerer Krater oft nur von besonders begünstigten Beleuchtungsumständen und von der Vollkommenheit der Beobachtungsinstrumente abhängt, so ist ein Entdecken oder Verschwinden der Gebilde noch kein Beweis für eine stattgefundene Veränderung. Wenn sich die Frage auch nicht mit völliger Sicherheit beantworten lässt, so spricht doch eine Reihe von Erscheinungen dafür, den Mond als völlig erloschen, als „geologische Mumie“ anzusehen. Veränderungen im Relief mögen auch heute noch festzustellen sein, sie sind aber nur eine Folge der Zerstörung durch die stark wechselnde Erwärmung und Abkühlung. Es wird zuweilen die Ansicht ausgesprochen, der gegenwärtige Zustand des Mondes sei ein Zukunftsbild der Erde. Das ist sicherlich nicht richtig. Die endogenen und exogenen Kräfte, welche das Relief ausarbeiten, sind antagonistischer Natur. Jene, Gebirgsbildung und Vulkanismus, bauen auf, diese, die bewegte Luft und das strömende Wasser, reißen ein. Letztere müssen als Sieger aus dem Kampfe schliesslich hervorgehen; das Endresultat sind Rumpfebenen oder Peneplains. Auf dem Monde fehlt das Wasser und eine Atmosphäre. Es scheiden also die exogenen Wirkungen aus dem Entwicklungsstadium aus; das Endresultat muss daher ein anderes werden.

Zusammenfassung.

Der lehrreiche Vergleich zwischen Mond und Erde führt zu einer tieferen Erkenntnis der dynamischen Erscheinungen auf den beiden Planeten. Es seien daher zusammenfassend die Verschiedenheiten noch einmal kurz gegenübergestellt:

Zusammenfassung.

Erde.

Schwere = 1.

Stickstoffsauerstoffatmosphäre. In höheren Regionen wahrscheinlich leichtere Gase.

Hydrosphäre.

Erosion und Denudation durch Wind und Wasser sind die hauptsächlichsten verändernden Faktoren auf der Oberfläche.

Mond.

Schwere = $\frac{1}{6}$.

Keine Atmosphäre von merklicher Dichte.

Kein Wasser in flüssigem oder dampfförmigem Zustand.

Schuttbildung durch Erwärmung und Abkühlung und „Denudation durch die Schwere“ sind die einzigen verändernden Faktoren auf der Oberfläche.

E r d e.

Starke und schnelle Zerstörung der Reliefformen.

Sanfte Gehängeböschungen.

Sedimente von grosser Mächtigkeit.

Der grösseren Schwere entsprechend schnellere Zunahme des Belastungsdruckes mit zunehmender Tiefe.

Äussere Schale von geringer Mächtigkeit steht unter tangentialer Zusammenpressung (Kompressionsschale).

Schale unter dehnender Spannung von ungleich grösserer Mächtigkeit (Tensionsschale), darunter liegend.

Faltungsgebirge und Bruchgebirge.

Mittlere Dichte 5,5.

Die zur Eruption gelangenden Magmen sind silikatischer Natur, von saurem und basischem (basaltischem) Charakter.

Die vulkanischen Äusserungen sind schwach, lokal beschränkt. Sie haben sich in vielen Perioden abgespielt, derart, dass Maxima und Minima aufeinander folgten.

Eine Tendenz zur langsamen Abnahme ist aber im allgemeinen trotz des periodischen Anwachsens zu erkennen.

Die vulkanischen Äusserungen gehen von peripherisch in der Kompressionsschale oder an deren Grenze gelegenen, begrenzten Herden aus und dauern an, bis der Herd als Intrusionskörper zur geologischen Gestaltung gekommen ist und seine Energie erschöpft hat.

M o n d.

Sehr geringe und ausserordentlich langsame Zerstörung des Reliefs.

Steilere Gehängeböschungen.

Keine Sedimente.

Der geringeren Schwere entsprechend langsamere Zunahme des Belastungsdruckes mit zunehmender Tiefe.

Kompressionsschale fehlt.

Die dehnende Spannung erstreckt sich bis zur Oberfläche.

Keine Faltungsgebirge, dagegen klaffende Risse und Bruchgebirge.

Mittlere Dichte 3,44.

Die zur Eruption gelangenden Magmen sind silikatischer Natur, vorwiegend von saurem Charakter, doch von analoger petrographischer Beschaffenheit.

Die vulkanischen Äusserungen sind erloschen, waren aber von ungleich grösserer Intensität, sie haben sich in einer einzigen grossen Periode abgespielt und zwar in stetig abfallender Linie.

Die vulkanischen Äusserungen gingen von einem gemeinsamen grossen Zentralherd aus und dauerten an, bis derselbe fest wurde. Die Abkühlung ging sehr viel schneller vor sich.

Auf beiden Planeten sind die vulkanischen Äusserungen im Prinzip gleich. Die Abweichungen in ihren äusseren Erscheinungsformen ergeben sich aus den Verschiedenheiten der physikalischen Bedingungen.

Der kosmische Vulkanismus.

Wenn auch kein anderer Himmelskörper hinsichtlich der vulkanischen Erscheinungen der Erde so vergleichbare Verhältnisse darbietet wie der Mond, so fehlt es doch nicht an Beobachtungen und Schlussfolgerungen, die den Vulkanismus als eine allgemeine kosmische Erscheinung anzusehen das Recht geben. Suess (18) zeigte, dass in den Spektren der Sonne und anderer selbstleuchtender Fixsterne, wie z. B. α -Cygni, dieselben charakteristischen Metalle stets wiederkehren, die auf der Erde in Gefolgschaft basischer (simscher = Si-Mg.) Magmen auftreten, nämlich Ni und Ti. Nickelhaltige Magnetkiese oder Titaneisenerze sind die Begleiter norwegischer Norite, titanhaltige Augite sind in sehr vielen Basalten zuhause. Suess schliesst daraus auf eine stoffliche Übereinstimmung. Die vulkanische Phase der selbstleuchtenden Fixsterne ist eine sehr hohe, denn die Temperaturen, die dort herrschen, lassen die Materie nur im gasförmigen oder glutflüssigen Zustand zu. Dieses Stadium ging der geologischen Entwicklung unserer Erde voraus. Auf kosmogenetische Anschauungen soll jedoch hier nicht näher eingegangen werden. Manche Vorgänge auf der Sonnenscheibe wie Sonnenflecken und Fackeln mögen hierher gehören.

Ein anderer Vorgang, der offenbar mit kosmischen vulkanischen Erscheinungen näher zusammenhängt, ist die Entstehung der Meteoriten.

Tschermaks vulkanische Theorie der Meteoriten.

Im Jahre 1875 sprach Tschermak (19) die Ansicht aus, dass die Meteorsteine und -eisen, die als eckige Bruchstücke auf die Erde niederfallen, die Produkte einer explosiven Zerstäubung infolge vulkanischer Vorgänge auf kleineren Himmelskörpern seien. Die Breccienstruktur vieler Steine, die häufig fast Tuffcharakter annimmt, veranlasste ihn zu dieser Deutung.

Vulkanische
Theorie der
Meteoriten-
entstehung von
Tschermak.

Zwischen Meteoriten und Sternschnuppen besteht ein durchgreifender Unterschied. Während erstere, anfangend mit den kohligen Meteoriten bis zu den Eisen, Materien von den Dichten 1,7—7,8 darstellen, sind letztere Flocken von noch lockerer Beschaffenheit. Sie bestehen aus Stoffen wie Steinpulver, salzartigen Verbindungen, Kohle oder Kohlenwasserstoffen. Sie treten stromweise in unser Sonnensystem ein. In Berührung mit der Erdatmosphäre verbrennen sie unter lebhaften Lichterscheinungen, ohne einen festen Rückstand zu hinterlassen oder, wenn ein solcher zurückbleibt, so ist es ein feiner, kosmischer Staub.

Die Erkenntnis dieses Unterschiedes wurde für die astronomische Auffassung der Meteoriten von Bedeutung. Tschermak konnte nämlich zeigen, dass Meteorsteine gleicher Zusammensetzung nur zu bestimmten Zeiten fallen. Sie müssen demnach als Schwärme oder Ströme die Sonne in geschlossenen, also wahrscheinlich elliptischen Bahnen umkreisen. Jedesmal wenn die Erde diese Bahn kreuzt, ist die Möglichkeit eines Falles gegeben. Die Kreuzungspunkte sind berechenbar, besonders bei auffälligen Meteorsteinen wie den Eukriten, körnigen Steinen aus Augit und Feldspat. Einen grossen Triumph feierte die Theorie als ein vorausgesagter Eukrit tatsächlich zu seiner Zeit und zwar am 24. Oktober 1899 zu Peramiho, Deutsch-Ostafrika fiel. Ähnliche Gesetzmässigkeiten ihrer Fallzeiten zeigen ferner die Howardite (Augit, Bronzit, Anorthit). Weniger gut bekannt dagegen sind die Falldaten der Eisen. Sie besitzen auch grössere Fallgeschwindigkeiten. Die Tschermaksche Theorie hat durch diese Gesetzmässigkeiten eine starke Stütze erfahren.

Finden auf einem kleineren Himmelskörper vulkanische Explosionen statt, so ist es leicht denkbar, dass ein Auswürfling nicht mehr auf denselben zurückfällt, besonders wenn seine Explosionsrichtung der Bewegungsrichtung des Planeten entgegengesetzt ist. Er muss dann, solange keine anderen Störungen eintreten, der Bahn folgen. Es können sich auf diese Weise geschlossene Meteoritenströme gleicher Beschaffenheit bilden.

Die astronomischen Bahnberechnungen durch von Niessl haben allerdings zu einer eindeutigen Lösung des Meteoritenproblems noch nicht geführt.

Näher auf die in Frage kommenden Erscheinungen der Meteoriten einzugehen, geht über die gesteckte Aufgabe hinaus; es sei auf die zusammenfassenden Darstellungen von Berwerth (20) verwiesen.

Meteoriten als Trümmer planetarer Massen.

Daubrée und Suess (18) kommen dagegen auf Grund der Beobachtungen von Seeliger und Wolf, die an den Planetoiden einen Beleuchtungswechsel feststellen konnten, zu dem Resultat, dass diese kleinen Himmelskörper eckige Bruchstücke einer zertrümmerten, grösseren planetaren Masse seien. Die Meteoriten sind kleinere Trümmer derselben Masse. Sie muss einst zwischen Mars und Jupiter die Sonne umkreist und dieselbe stoffliche Beschaffenheit wie die Erde besessen haben, einen Eisenkern und eine basische Silikathülle. Heute bewegen sich ihre Trümmer auf Bahnen zum Teil ausserhalb des Jupiter, zum Teil innerhalb des Mars.

Auch als kosmische Massen, die nicht unserem Sonnensystem angehören, werden die Meteoriten noch aufgefasst.

Literatur.

1. H. J. Klein, Handbuch der allgemeinen Himmelsbeschreibung. Braunschweig 1901 bei Vieweg. S. 95—136.
2. C. A. Young, A Text-Book of Astronomy. London 1902 bei Ginn. S. 166—194.
3. J. Franz, Der Mond. Aus Natur und Geisteswelt. Leipzig, Teubner, 1906.
4. J. Namyth und J. Carpenter, Der Mond. 4. Aufl. Deutsche Umarbeitung von H. Klein. Hamburg-Leipzig bei Voss, 1906.
5. P. Puiseux, La Terre et la Lune. Paris bei Gauthier-Villars, 1908.
6. F. Toulou, Über den Mond. Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftl. Kenntnisse in Wien. 35. 1894—1895. S. 459—474. Tafel I u. II.
7. E. Suess, Antlitz der Erde. III₂. S. 683—690.
8. Sv. A. Arrhenius, Lehrbuch der kosmischen Physik. Leipzig 1903 bei Hirzel. S. 164—181.
9. G. K. Gilbert, The Moon's Face. Bull. Philos. Soc. Washington. 12. 1892 bis 1894. Eine eingehende Kritik der Gilbertschen Theorie gab W. Branca in Schwabens 125 Vulkanembryonen. Teil II. Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. 51. 1895. S. 280—314.
10. A. Stübel, Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Leipzig 1903.
11. C. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig 1911. S. 74—81.
12. G. J. Stoney, Of Atmospheres upon Planets and Satellites. Scient. Trans. Roy. Dublin Society Vol. VI, Ser. II. Dublin 1897. S. 305—328.
13. O. E. Meyer, Die kinetische Theorie der Gase. Breslau 1899 bei Maruschke und Berendt. S. 42—63.
14. A. Wegener, Untersuchungen über die Natur der obersten Atmosphärenschichten. Phys. Zeitschr. 1911. S. 170—182, 214—222.
15. J. J. Landerer, Sur l'angle de polarisation de la Lune. Compt. Rend. 1889₂. S. 360—362. — Sur l'angle de polarisation des roches ignées et sur les premières déductions sélénographiques qui s'y rapportent. Compt. Rend. 1890₂. S. 210—212.
16. E. H. L. Schwarz, The probability of large Meteorites having fallen upon the Earth. Journ. of Geology 17. 1909. S. 124—135. 2 Textfig. 1 geol. Karte.
17. G. Dahmer, Die Gebilde der Mondoberfläche. N. Jahrb. f. Min. 1911. I. S. 89 bis 112. — Die Entstehung der Kraterfelder des Mondes. N. Jahrb. f. Min. 1912. II. S. 42—44.
18. E. Suess, Über Einzelheiten in der Beschaffenheit einzelner Himmelskörper. Sitz.-Ber. math.-naturw. Kl. K. Akad. d. Wissensch. Wien. 116. Abt. I. 1907. S. 1355 bis 1361. — Auch Antlitz der Erde. III₂. S. 627.
19. G. Tschermak, Die Bildung der Meteoriten und der Vulkanismus. Sitz.-Ber. math.-wissensch. Kl. K. Akad. d. Wissensch. Wien. 71. Abt. II. 1875. S. 661 bis 673 und ebenda: Über den Vulkanismus als kosmische Erscheinung. 75. Abt. I. 1877. S. 151—176. — Über das Eintreffen gleichartiger Meteoriten. Sitz.-Ber. math.-naturw. Kl. K. Akad. d. Wissensch. Wien. 116. Abt. IIa. 1907. S. 1407 bis 1441.
20. F. Berwerth, Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900. Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. Herausgegeben von G. Link. Jena 1911 bei Fischer. S. 276—281. — Meteoriten. Handwörterbuch der Naturwissenschaften. Jena bei Fischer. VI. Bd. S. 845—862.

XVI. Kapitel.

Die Geschichte der Vulkanologie.

Ein kurzer Überblick über die Entwicklung der Ideen vom Wesen des Vulkanismus.

Die Geschichte des Vulkanismus (1—3) ist zum guten Teil die Geschichte der Geologie selbst. Eine meisterhafte Darstellung ihrer Entwicklung besitzen wir von A. von Zittel (1).

Wenn heute die Wissenschaft des Vulkanismus einen tieferen Einblick in den Zusammenhang der Erscheinungen gewonnen hat, so ist sie doch, wie jede andere Disziplin, oft Irrwege gegangen. Ein wenn auch kurzer Überblick des Entwicklungsganges der Ideen ist daher geeignet, die bisher gewonnene Erkenntnis auf ihr richtiges Maß zurückzuführen und die Unzulänglichkeit des Erreichten vor Augen zu führen.

Das Altertum.

Altertum.
Der griechische Kulturkreis.
Naturereignisse, die so tief in das menschliche Leben eingreifen, wie die vulkanischen, regten begreiflicherweise früh zum Nachdenken und Forschen an. Der griechische Kulturkreis (4) stand den vulkanischen Vorgängen nicht fremd gegenüber; zieht sich doch ein tätiger Vulkanbogen von dem alten Hellas nach Kleinasien. In Kleinasien war es die „Katakekaumene“, das verbrannte Land, welches die Bekanntschaft mit diesen Erscheinungen vermittelte. Weiter gegen Osten schliessen sich andere grössere Vulkane bis nach Persien hinein an.

Die orientalischen Kulturvölker kamen über mythologische Vorstellungen nur wenig hinaus. Tiefer einzudringen versuchten auf spekulativem Wege nur die Hellenen.

Heraklit.
Plato.
Heraklit 500 v. Chr. nahm bereits das Feuer als das ursprünglichste der Elemente an. Bestimmtere Vorstellungen über die Ursachen vulkanischer Ereignisse trifft man bei Plato. Sie nähern sich bereits sehr den modernen Anschauungen. Der Feuerfluss „Pyriphlegeton“ durchströmt in zahllosen Windungen das Innere der Erde, um schliesslich im Tartarus zu münden. Vulkanische Ereignisse und Erdbeben werden in

ursächlichen Zusammenhang mit dem feurigflüssigen Erdkern gebracht. Das treibende Moment ist nach ihm das „*πνεῦμα ἐναποκλεισθὲν*“ (F. Ramsauer) (4).

Der grosse Stagirite Aristoteles (384—322 v. Chr.) erblickte in der Luft die treibende Kraft. (Pneumatische Theorie.) Die in Hohlräume des Erdinneren eingedrungene und komprimierte Luft sucht sich gewaltsam einen Ausweg zu verschaffen. Sie sprengt die Decke, schleudert Schlacken und Asche heraus und erzeugt Erdbeben. Er hat also die Rolle der Gase bei einer vulkanischen Eruption bereits zu würdigen gewusst.

Aristoteles.

Der römische Kulturkreis konnte ebenso vulkanische Ereignisse aus eigener Anschauung kennen lernen. Ätna, zuletzt auch der Vesuv, der Stromboli und andere Liparenvulkane boten Gelegenheit dazu.

Der römische Kulturkreis.

Der Stoiker Posidonius stellte bereits Beobachtungen auf vulkanischem Boden an. Er ist ein Anhänger der pneumatischen Theorie des Aristoteles. Lucilius der Jüngere, ein Freund des Seneca, verfasste ein Lehrgedicht über den Ätna und machte sich dabei die Anschauungen des Posidonius zu eigen. Die in den Poren der Erde zusammengepresste Luft entfacht das Feuer. Das Gestein des Vulkans, Schwefel, Alaun usw. ist das Brennmateriel.

Posidonius.

Lucilius.

Strabo, der weitgereiste Geograph des Altertums, ein Zeitgenosse des Kaiser Tiberius, hat sich auch eingehender mit dem vulkanischen Problem befasst (5). Er ist ein Vorläufer der v. Buchschen Erhebungstheorie. Die im Meere gelegenen Inseln seien durch das unterirdische Feuer gehoben. Wir verdanken ihm ferner eine genaue Beschreibung des Ausbruchs von Thera und Therasia, Santorin, 196 v. Chr. Aus der Beobachtung, dass die Erderschütterungen des Vulkans nachlassen, sobald Lava zum Vorschein kommt, schliesst er, dass die vulkanischen Essen Sicherheitsventile des Erdinneren seien. Als scharfer Naturbeobachter hatte er bereits die vulkanische Natur des Vesuv erkannt. Im übrigen war auch er Anhänger der pneumatischen Theorie des Aristoteles. Zittel nennt Strabo den Vater der wissenschaftlichen Vulkankunde.

Strabo.

Seneca, des Kaisers Nero gelehrter Leibarzt (2, 5), † 65 n. Chr., bezeichnet die Vulkane, — er nennt Ätna, Stromboli, Thera und Therasia, nicht aber den Vesuv — als Kanäle zwischen einem lokalen unterirdischen Glutherd und der Oberfläche. Die Vorstellung von peripherisch gelegenen Magmaherden ist also bereits recht alt. Die vulkanischen Ausbrüche sind gesteigerte Erdbebenerscheinungen.

Seneca.

Mit einer naturwissenschaftlichen Enzyklopädie beschenkte Plinius der Ältere die Wissenschaft. Seine „*Historia naturalis*“ enthält alles, was an naturwissenschaftlichen Kenntnissen gesammelt war. Der grosse Ausbruch des Vesuvs 79 n. Chr. setzte seinem Leben ein tragisches Ziel.

Plinius der Oheim und Neffe.

Plinius der Jüngere berichtet in Briefen an Tacitus über den Tod seines Onkels und schildert dabei den Ausbruch des Vulkans. Dieses Dokument ist ein bleibendes, klassisches Zeugnis eines Vulkanausbruches geworden.

Zu einer Theorie der vulkanischen Erscheinungen im modernen Sinne ist das Altertum nicht gelangt und konnte auch auf dem rein spekulativen Wege nicht dazu gelangen. Wenn man überhaupt von einer Theorie sprechen darf, so ist es die pneumatische des Aristoteles, die einzige, die sich allgemeine Anerkennung verschafft hat. Sie erblickt in den vulkanischen Vorgängen Verbrennungsprozesse. In Ausdrücken wie vulkanische Asche, Schlacke, lebt dieselbe bis auf den heutigen Tag fort.

Das Mittelalter.

Mittelalter.

Zur Zeit des Niederganges des römischen Kaiserreiches und im Mittelalter hat die wissenschaftliche Erkenntnis der vulkanischen Erscheinungen keine Fortschritte gemacht. Man machte keinen Versuch, über die aristotelischen Erkenntnisse hinaus zu kommen.

Ein Umschwung trat erst im 15. Jahrhundert mit der Erfindung der Buchdruckerkunst ein.

Die Neuzeit.

Das 16. bis
18. Jahrhundert.

Agricola, Giordano Bruno.

Forscher wie Agricola und Giordano Bruno, † 1600, eilten ihrer Zeit voraus. Sie beobachteten und zogen aus ihren Beobachtungen Schlüsse. Nach Giordano Bruno fanden mehrfache Verschiebungen der Grenzen von Wasser und Festland statt. Die Vulkane und Thermen werden durch Vorgänge im Inneren der Erde erzeugt. Da Vulkane in der Nähe des Meeres liegen, schliesst er auf einen genetischen Zusammenhang und nimmt an, dass das Wasser auf das Erdinnere einwirke.

Varenius.

In seiner „Geographia universalis“, 1650, gab Bernh. Varenius den ersten Vulkankatalog heraus. Er wendet auch das erste Mal die Bezeichnung Vulkan für einen feuerspeienden Berg an. [Schneider (2)]. In der Auffassung des vulkanischen Phänomens als Verbrennungsvorgang entfernt er sich noch nicht von Aristoteles.

Athanasius
Kircher

Athanasius Kirchers „Mundus subterraneus“ ist ein für seine Zeit sehr charakteristisches Sammelwerk, in welchem kritiklos alles aufgenommen wurde. Als Beweise für die ausgesprochene Ansicht dienten allein Belege aus den Klassikern des Altertums. Er nimmt ein Zentralfeuer an, dann Hohlräume (Pyrophyllacien), die wieder durch Essen (Pyragogi) mit einander kommunizieren. Seine Vorstellungen sind im übrigen sehr verschwommen. Neu ist seine Anschauung, dass, wo ein Vulkan sich befindet, auch ein Feuerherd sein muss.

Newton.

Newton (1687) nimmt einen feurigflüssigen Erdkern an.

Ausser den Genannten sind der Kirchenvater Tertullian, ferner Tertullian, Steno, Descartes, Leibniz. Steno, Descartes und Leibniz im Bannkreis der alten Anschauung geblieben.

Mit dem Beginn des 18. Jahrhunderts tritt das Experiment als Forschungsmittel in Erscheinung. Lemery (1700), und schon vor ihm Martin Lister, führten die Ursache der Vulkanausbrüche auf Entzündung von Schwefelkies zurück. Lemery mengte Schwefel, Eisenfeile und Wasser und bedeckte das Gemisch mit Erde. Es trat eine chemische Reaktion ein, die Decke barst und der flammende, dampfende Vulkan war nachgebildet.

Lemery.

Wenn auch vorübergehend die Eruption von Santorin (1707) die Aufmerksamkeit auf sich zog, so blieb doch das Interesse besonders auf den Vesuv konzentriert, der unter allen Vulkanen am leichtesten zugänglich ist. Bis in unsere Tage hat derselbe in der Vulkanforschung den ersten Platz behauptet. Der Ätna, der im Altertum im Vordergrund des Interesses stand, musste sich mit dem zweiten begnügen.

Aus der Mitte des 18. Jahrhunderts stammen die Untersuchungen des englischen Gesandten am Hofe von Neapel, Sir William Hamilton. Seine ausgezeichnete Monographie „Observations on Mount Vesuvius, Mount Etna and other Volcanos“ erschien 1774 in London. Es ist ein Quellenwerk ersten Ranges, das auch heute noch nicht seine Bedeutung verloren hat. Zwei Jahre später gab er in Neapel das andere grosse Werk „Campi Phlegraei or Observations on the Volcanos of the two Siciles“ heraus. Man begann sich für die aussereuropäischen Vulkane zu interessieren und wandte seine Aufmerksamkeit auch den erloschenen Bergen zu. Nicolas Demarest (1725—1815) trat mit Entschiedenheit für die vulkanische Entstehung des Basaltes ein. Da derselbe nach seiner Ansicht Übergänge in Porphyr und dieser wieder in Granit aufweise, so seien alle drei Gesteine vulkanischer Entstehung. In diesem Zeitabschnitt beginnt der Kampf der Neptunisten und Plutonisten, der fast ein ganzes Jahrhundert die Wissenschaft beschäftigt hat und sich im wesentlichen um die Frage drehte, ob der Basalt wässeriger oder feuriger Entstehung sei.

Hamilton.

Demarest.

George Louis Leclerc de Buffon (1707—1788), einer der kritischsten Geister dieser Zeit, hat das Problem des Vulkanismus nur gestreift.

Leclerc de Buffon.

Das heroische Zeitalter 1790—1820.

Heroisches Zeitalter.

Neptunisten und Plutonisten.

Die Zeit von 1790—1820 bezeichnete Zittel als das „heroische Zeitalter der Geologie“. Dasselbe stand anfänglich noch ganz unter dem Zeichen des Streites um die Entstehung des Basaltes.

Neptunisten und Plutonisten.

Während im Ausland diese Frage längst zugunsten der feurig-flüssigen Entstehung des Basaltes gelöst war, wurde unter dem Einfluss von Abraham Gottlob Werner (1749–1817) (6) dieses Problem in Deutschland weiter diskutiert. Werner war der eifrigste Verfechter der neptunistischen Lehre. Er wirkte weniger durch seine Schriften als von seiner Lehrkanzel an der Freiburger Bergakademie herab. Dem Banne seiner Persönlichkeit konnte sich niemand entziehen, der mit ihm in Berührung trat. Die Einseitigkeit seines Standpunktes findet durch den Umstand eine Erklärung, dass Werner nie über die Grenzen seines engeren Vaterlandes Sachsen hinausgekommen ist. Wenn auch seine Verdienste in anderen Zweigen der Geologie nicht hoch genug eingeschätzt werden können, so hat er auf dem Gebiete der Vulkanologie hemmend gewirkt.

Ein Besuch der Scheibenerger Basaltkuppe im Jahre 1788 bestärkte ihn in der irrigen Auffassung der wässerigen Entstehung des Basaltes. Derselbe wird von seiner Gneissunterlage durch Schichten von Grus, Sand, Ton und Wacke getrennt. Alle diese Schichten verlaufen ineinander und bilden eine Formation. Da nun Sande und Wacke bestimmt das Produkt der Sedimentation aus dem Wasser sind, so schliesst er, muss der Basalt als Glied der gleichen Formation auch wässriger Entstehung sein. Die Ursache der Vulkanausbrüche sieht er (6) nicht wie Lemery in der Entzündung von Schwefelkies, sondern von Kohlenlagern. Die grosse Verbreitung und Mächtigkeit der Steinkohlenflöze, ihre häufig zu beobachtende Selbstentzündung führte ihn zu dieser Hypothese. Nun erzeugt zwar nicht jeder Flözbrand einen Vulkan. Es müssen noch besondere Verhältnisse hinzutreten. Erforderlich ist noch eine nicht zu geringe Sedimentbedeckung und vor allem der Zutritt von Meereswasser oder auch von süßem Wasser. Ein derartiges grosses, brennendes Flöz muss durch die gewaltige Wärmeentwicklung leichtflüssige Gesteine, wie Basalt und Wacke, zum Schmelzen bringen. Das hinzutretende Wasser macht die Lava eruptionsfähig, der Vulkan kommt in Gang und bleibt so lange in Tätigkeit, bis das Flöz ausgebrannt ist. Vulkane und Kohlen kommen sehr häufig miteinander vor. Die Flözbrände erzeugen auch, wie die Vulkane, Schwefel und Salmiak.

Sehr viele namhafte Geologen der Folgezeit waren Schüler Werners und es ist daher sehr begreiflich, dass seine Ideen eine weite Verbreitung erfuhren. So war denn die Auffassung der vulkanischen Erscheinungen als Brände der Erde von vielen angenommen. Delametherie lehrte das Gleiche. Scipione Breislake sah im Bergöl den brennenden Stoff, während von Hoff wieder auf den Schwefelkies zurückgriff. Humphry-Davy leitete 1827 die vulkanischen Erscheinungen aus Reaktionen des Wassers auf die im Innern der Erde vorhandenen, nicht oxydierten Alkalimetalle ab. Ihm schloss sich Daubeny 1826 an.

Vulkanausbrüche als Erdbrände gedeutet.

Delametherie,
Breislake.

Davy.

Elektrische Vorgänge als Ursache des Vulkanismus.

Als die Physik tiefer in das Wesen der Elektrizität einzudringen begann, blieb es nicht aus, dass elektrische Vorgänge zur Erklärung des Vulkanismus herangezogen wurden. Stuckeley, Beccaria, Vencio, Bertholon und noch in allerneuester Zeit K. A. Lotz (7) und Hoffmann (8) schlugen diesen Weg ein. Dieselbe Erscheinung wiederholte sich in der jüngsten Vergangenheit, als die radioaktiven Vorgänge entdeckt wurden. Die bei den Zerfallsreaktionen dieser Stoffe frei werdenden Wärmemengen sind so beträchtlich, dass nach Duttons (9) Ansicht doppelt so viel Wärme in der Erde erzeugt wird, als durch Ausstrahlung in den Weltraum verloren geht. Dieser Überschuss dient zum Aufschmelzen der Laven und ruft die vulkanischen Erscheinungen hervor. Wenn auch die radioaktive Energieerzeugung im Wärmehaushalt der Erde fraglos nicht zu vernachlässigen ist, so erklärt eine solche Hypothese die Erscheinungen des Vulkanismus nicht vollständig und steht zudem mit anderen Erscheinungen im Widerspruch. Eine Widerlegung derselben hat Louderback (10) versucht.

Leopold von Buch und die Erhebungstheorie.

Leopold von Buch.

Die Buchsche Erhebungstheorie.

Der bedeutendste Schüler A. G. Werners war Leopold von Buch (1774—1852) (11). Durch ihn erfuhr die Vulkanologie eine völlige Umgestaltung. Er war zuerst unter dem Einfluss des Freiburger Geognosten einer der eifrigsten Verfechter von dessen Ideen. Nur sehr langsam und zögernd vermochte er sich von den neptunistischen Anschauungen frei zu machen. Auf seiner ersten Reise nach Italien im Frühjahr 1798 tauchten die ersten Zweifel auf. Doch es bedurfte wiederholter Reisen in das klassische Land des Vulkanismus, wo er auch einmal Augenzeuge eines wenn auch kleineren, Ausbruches wurde, um ihn voll und ganz zu bekehren. Der Besuch der Auvergne und seine geologischen Aufnahmen auf den kanarischen Inseln liessen seine Theorie der Erhebungskrater heranreifen (11). Auf Teneriffa lernte er den Gegensatz von Ringgebirge oder Caldera und Zentralkegel kennen und unterschied zwischen Zentral- und Reihenvulkanen. Schon der Besuch der Auvergne brachte ihn zu der Überzeugung, dass die vulkanischen Erscheinungen nicht durch Erdbrände oder Flözentzündungen erzeugt sein konnten, und dass eine andere Theorie an deren Stelle zu setzen sei. Eine unterirdische Kraft konnte nur die zentrale Hebung des Mont d'or-Gebirges hervorgerufen haben, ebenso die zahlreichen Dome aus Trapporhyr (Trachyt), die v. Humboldt aus Südamerika geschildert hatte.

Die eigentlichen Vulkane sind freistehende, kegelförmige Berge, aus Trapporhyr (Trachyt) zusammengesetzt. Aus ihnen brechen Feuer, Dämpfe und Steine hervor. Sie sind von Massen umgeben, welche sie

selbst um sich her aufgehäuft haben, von geschmolzenen Materien, die völlig den Gesetzen des Laufes der Flüsse gemäss sich gegen die Tiefe bewegen, das ist, von Laven oder von unregelmässigen zu sehr verschiedener Höhe aufgehäuften Steinen und Schlacken (Rapilli und Aschen). Die Basaltmassen, wie sie z. B. die basaltischen Inseln zusammensetzen, gehören einem anderen Typus an. Sie ähneln weit mehr den Gebirgsschichten. Lavaströme und unregelmässig um einen Mittelpunkt verteilte Lapilli fehlen. Nur die oberen Schichten mögen geflossen sein, aber nach Hutton unter grossem Druck in der Tiefe. Sie sind daher keine Laven. Trachyt spielt in der Zusammensetzung derartiger Massen nur eine untergeordnete Rolle.

Erhebungs-
krater.

Der Erhebungskrater (*cratère de soulèvement*) ist etwas anderes als der Ausbruchs- oder Eruptionskrater, durch welche wahre Vulkane mit der Atmosphäre in Verbindung stehen. Er zeigt keine Lavaströme, keine Schlacken, keine rollenden Lapilli und Aschen. Nie hat man Krater von Vulkanen beobachtet von solchem Umfang, von solcher Grösse, so tief und prallig eingesenkt. Beim Überblick über die Insel La Palma sieht man Schichten gleichförmig vom Meere bis zur grössten Höhe sich erheben, man sieht die ganze Insel aus dem Boden der See aufsteigen. Die Schichten werden von der hebenden Ursache, von den elastischen Mächten des Innern selbst mit erhoben. In der Mitte brechen die Dämpfe hervor und eröffnen das Innere.

Der Erhebungskrater entsteht, wenn nach Bildung der basaltischen Decke dieselbe durch die vulkanische Kraft von unten zu einem dom- oder glockenförmigen Gebilde aufgewölbt wird. Die Kraft, die eine solche Wirkung hervorzubringen imstande ist, muss sich langsam im Innern ansammeln und anwachsen, bis sie den Widerstand der Decke zu überwinden vermag. Die Kuppel der Auftreibung bricht auf, die gespannten Gase entweichen durch den so gebildeten Erhebungskrater. v. Buch sagt, „die Erhebungsursachen der basaltischen Inseln werden von der Atmosphäre durch eine grosse Masse von Gesteinen getrennt, die durch ein Übermaass von Kraft erst überwunden und gehoben sein muss, ehe die hebenden Dünste entweichen können“. Die blasenartige Auftreibung fällt in sich zusammen und verstopft die Esse oder es bleibt eine Verbindung bestehen, die durch perizentrische Aufhäufung den Zentralvulkan schafft. Der Erhebungskrater ist demnach eine aufgeplatzte blasenförmige Auftreibung des Bodens, eine Erhebung vorher horizontal gelagerter Schichten um eine Vertikalachse. Die Hebung bedingt die vom Vulkanschlot allseitig abfallende Schichtenneigung (periklinale Lagerung). Das Aufbersten der Kuppel verursacht die rillenförmigen Radialschluchten (Barrancos), die nach allen Seiten von der Hebungsachse ausstrahlen.

Alle übrigen vulkanischen Dome sind in ähnlicher Weise aus der

Tiefe emporgetrieben. Sie bleiben aber an ihrem Gipfel geschlossen oder besitzen nur einen Ausbruchskrater.

In einer spätern Abhandlung aus dem Jahre 1835 betonte v. Buch, dass Erhebungsinseln und Erhebungskrater keine Vulkane sind, sondern ganz allgemeine Äusserungen vulkanischer Tätigkeit. Ein vulkanischer Kegel kann niemals durch aufbauende Lavaströme hervorgebracht werden, seine Höhe vermehrt sich vielmehr allein durch das plötzliche Erheben fester Massen.

Worin nun eigentlich die vulkanische Kraft besteht, darüber lässt sich v. Buch nicht klar aus. Die Hebung tritt ein, sagt er, wenn die vulkanischen Ursachen in Berührung mit der nicht oxydierten Masse der Erde kommen. Durch Oxydierung entsteht Trachyt und aus dessen Vermengung mit verflüchtigtem Eisenglanz die Lava. Er denkt dabei offenbar an chemische Vorgänge, welche die Lava erst erzeugen und hatte damit bereits die Aufschmelzungstheorien angedeutet.

Alexander von Humboldt (12) schloss sich rückhaltlos den Ideen seines Freundes an und trug mit seiner reichen Erfahrung zum weiteren Ausbau der v. Buchschen Theorien bei. Durch seine verglichenen Betrachtungen wurde er zu dem Ergebnis geführt, dass die Ursachen der vulkanischen Erscheinungen keine kleinlichen, lokalen sein können, sondern mit der Beschaffenheit des Erdinnern in engster Beziehung stehen müssen. Er wurde damit der Begründer der magmatischen Theorien, die in dem Vulkanismus Reaktionen des Erdmagmas sehen. Diese Auffassung liegt fast allen modernen Theorien zugrunde. Die reihenweise Anordnung der Vulkane veranlasste ihn zu der Annahme, dass alle Vulkane auf Spalten aufsitzen, die bis in grosse Tiefen reichen. So führt die Lehre der Abhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten auf ihn zurück. In der Einteilung der Vulkane in Eruptionsvulkane und Erhebungskrater folgte er v. Buch.

Alexander
von Humboldt.

Von anderen hervorragenden Forschern dieser Zeit schlossen sich ihm ferner Elie de Beaumont, Dufrenoy (13), Fr. Hoffmann (14), C. F. Naumann (15), Abich (16) und viele andere an.

Elie de Beau-
mont Dufrenoy,
Th. Hoffmann
Naumann,
Abich.

Zwar blieb die Erhebungstheorie nicht unwidersprochen. Bis zu v. Buchs Tod konnte sie aber ihre Herrschaft behaupten.

Das neunzehnte und zwanzigste Jahrhundert von 1820 bis zur Gegenwart.

Scharf lässt sich diese Periode nicht von der vorigen abtrennen. Sie beginnt etwa mit dem Einsetzen der Opposition gegen die v. Buchschen Theorien. Um die Erforschung der erloschenen Vulkane am Rhein und in der Auvergne erwarb sich Joh. Steininger (17) grosse Ver-

Das 19. und 20.
Jahrhundert von
1820 bis zur
Gegenwart.

dienste. Steininger war anfänglich ein Anhänger v. Buchs. Als er aber Basaltströme über tertiärem Süßwasserkalk in der Limagne sah, wurde er zweifelhaft.

Scrope und die Aufschüttungstheorie.

Die Gegner der Erhebungstheorie scharen sich um zwei Männer, die der nun folgenden Zeit den Stempel aufdrücken, nämlich Ch. Lyell (1797—1875) und George Poulett Scrope (1797—1876).

Poulett Scrope.

Scropes Standardwerk (18) über den Vulkanismus erschien 1825. In ihm suchte er die Unhaltbarkeit der v. Buchschen Erhebungstheorie nachzuweisen.

Die Hauptargumente der v. Buchschen Gegner waren folgende:

Ein Erhebungskrater braucht nach der Art seiner Entstehung nicht notwendig aus vulkanischem Material aufgebaut zu sein. Auffällig ist es, dass alle Erhebungskrater im Basalt auftreten und nicht vulkanische ganz unbekannt sind. Wäre ferner die allseitige abfallende Lagerung der vulkanischen Materialien eine Folge der Erhebung in der Richtung der Achse des Berges, so sollte man erwarten, alle möglichen Fallwinkel zu beobachten, da doch sicherlich der Betrag der Hebung sehr verschieden gross ist. Die Schichten des Vulkanmantels sind aber stets unter demselben Böschungswinkel gelagert, der für rollendes Material charakteristisch ist. Ebenso wie die vulkanischen Schichten müssten endlich auch die Sedimente der Unterlage eine von der Vulkanachse nach aussen abfallende Lagerung besitzen. Diese Schichten liegen aber ungestört, ja sie sind sogar gelegentlich gegen den Vulkanschlot geneigt. Besonders beweiskräftig sind die Lavaströme über flach gelagerten Tertiärschichten an vielen Punkten. Die Radialtäler sind lediglich Erosionserscheinungen. Scrope leugnet auf das entschiedenste die Existenz der Erhebungskrater und setzt an Stelle der v. Buchschen Erhebungstheorie die Aufschüttungs- oder Akkumulationstheorie.

Grössere vulkanische Berge sind in ihrer Form das Resultat vieler Ausbrüche, die stets neues Material über das alte aufschütten und so ein kompliziertes Gebilde schaffen mit einem mannigfaltigen Wechsel von kompakten Lavaströmen und deutlich geschichteten Lockerprodukten. Selbst die domförmigen Trachytberge entstehen durch sukzessive Ausbrüche zähflüssiger Lava. Zwischen submarinen und subaërischen Vulkanen besteht kein grundsätzlicher Unterschied. Durch Aufschüttung erreichen sie den Meeresspiegel. Daneben lässt Poulett Scrope aber auch eine Hebung und Anschwellung des Bodens zu und zwar als Folge der unterirdischen Hitze, die den Aufschüttungskegel als Ganzes mit seiner Unterlage bis zu seiner jetzigen Höhe hebt, Bewegungen, die den säkularen Hebungen und Senkungen entsprechen.

Wie Alexander von Humboldt nimmt auch er das Vorhandensein von Spalten im Untergrund des Vulkanes an, nur erzeugt erst der Vulkanismus die Spalte. Alle tangentialen Kräfte bleiben ausser dem Spiele.

Poulett Scrope unterscheidet zwischen einer plutonischen und einer vulkanischen Tätigkeit.

Die plutonische Tätigkeit deckt sich etwa mit dem Begriff der dynamischen Äusserungen in der Erde. Sie ist also die Ursache auch der vulkanischen Erscheinungen. Vulkane und Erdbeben sind somit nur verschiedene Äusserungen ein und derselben plutonischen Kraft. Die gemeinschaftliche primäre Ursache für diese ganze Klasse von Erscheinungen sieht Scrope „in der Expansion einer tief gelegenen Mineralmasse infolge von Erhöhung der Temperatur oder Verminderung des Druckes“.

Die Wärme im Inneren der Erde, stammt noch aus der ersten Zeit der Entstehung. Doch sagt er von ihr zurückhaltend: „Die Natur dieser Wärme ist ein so undurchdringliches Mysterium, dass dies eine Konjunktural-Region ist, welche zu betreten bedenklich ist.“ Da die Wärme durch eine verschieden mächtige Sedimentdecke, die ein schlechter Wärmeleiter ist, am Entweichen nach aussen verhindert ist, so wandert sie von einer unterirdischen Mineralmasse zur anderen.

Scrope war der erste, der dem Wasserdampf beim Zustandekommen der vulkanischen Eruption eine ganz besondere Rolle zuschreibt.

Das Magma ist mit Wasserdampf gesättigt, derselbe ist ein ursprünglicher Bestandteil, denn, „stammt das Wasser aus dem Ozean, wo sollen wir dann den Ursprung des Ozeanwassers selbst suchen?“

Die plutonischen Kräfte werden durch die Wärmebewegung in vulkanische umgesetzt, indem durch dieselbe die Expansivkraft vergrössert wird. Dieselbe erzeugt in der Erdkruste Risse, die von dem Magma angefüllt werden. Es entsteht ein lokales Aufkochen der Masse an bestimmten Stellen; die überschüssige Wärme entweicht nach aussen, die Lava erstarrt. Die Lava kann demnach wiederholt geschmolzen und wieder fest werden. Die aufkochende Lava wird durch den Wasserdampf in die Höhe gebracht. Sie hat ein geringeres spezifisches Gewicht und daher einen stärkeren Auftrieb. Wo das Aufkochen eintritt, ist nicht sicher zu bestimmen. Es hängt ab von dem Flüssigkeitsstadium, vom spezifischen Gewicht, von Temperatur und Druck und von der Beschaffenheit der Spalte.

Die Spalten entstehen durch den Druck des Magmas. Öffnen sie sich nach unten, so dringt das Magma sofort nach und erfüllt sie, öffnen sie sich nach oben, so erhöhen sich die Ausbruchschancen.

Eine eingehendere Würdigung der Scropeschen Ansichten findet sich bei Zittel und Schneider.

Lyell.

Lyell (19), dessen unsterbliche Verdienste mehr auf anderen Gebieten der Geologie liegen, suchte ebenfalls die Erhebungstheorie zu widerlegen. Die grossen Calderen hält er für Explosionskrater. Im übrigen schliesst er sich der Scropeschen Ansicht an. Das Wasser im Magma leitet er jedoch aus dem Ozeanwasser ab.

Die lokalen Temperaturerhöhungen, welche die Expansivkraft des Magmas vergrössern, erblickt er in chemischen, elektrischen und magnetischen Vorgängen. Unter den Gegnern der v. Buchschen Theorie sind besonders noch C. Prevost (20), Hartung (21), Junghuhn (22), Fouqué (23), Dana (24), v. Fritsch und Reiss (25) zu nennen.

Durch v. Buch und Scrope und den Widerstreit der Meinungen war die Erkenntnis der vulkanischen Erscheinungen wesentlich vertieft worden. Es kam hinzu, dass durch eine Reihe wertvoller Monographien aus den verschiedensten Vulkangebieten der Erde die Erfahrungen über diese Naturerscheinungen ausserordentlich bereichert wurden.

K. v. Seebach (26) schuf eine neue Klassifikation der Vulkane.

Die eigentliche Ursache der vulkanischen Kräfte blieb dagegen in Dunkel gehüllt. Dieses Problem zu lösen versuchten in der Folgezeit eine Reihe von Vulkanologen.

Mallets Vulkantheorie.

Mallet.

Einen völlig neuen Weg betrat Robert Mallet (1810—1881) (27). Von allen Versuchen, die vulkanischen Erscheinungen auf rein mechanischem Wege zu erklären, ist der seinige der beachtenswerteste. Er definiert die vulkanische Tätigkeit (oder Vulkanizität im allgemeinen), wenn wir darunter Erdbeben und die anderen Arten der sog. plutonischen Erscheinungen begreifen, in folgender Weise:

„Die Wärme, aus der die vulkanische Tätigkeit der Erde sich gegenwärtig herleitet, wird in der festen Erdrinde durch Umsetzung der mechanischen Arbeit der Zusammendrückung oder der Zerquetschung der Teile dieser Rinde lokal erzeugt. Diese Zusammendrückungen und Zerquetschungen werden durch die schnellere Kontraktion des heissen Erdkernes infolge der Erkaltung und den durch das mehr oder weniger freie Nachrücken der Kruste durch ihre Schwere bewirkt. Die vertikale Wirkung der Kontraktion löst sich hierbei in tangentialen Pressungen und Bewegung im Inneren der Erdrinde selbst auf.“ Lang, Roth, und Tschermak (28—29) traten dieser Hypothese entgegen. Der wichtigste Einwand ist offenbar der, dass die Zermahlungswärme sich längs Flächen entwickelt, während doch die Vulkane nur lokal auftreten, abgesehen davon, dass die Wärme in ausreichender Menge kaum auf diesem Wege zustande kommen kann. So suchte Lang nachzuweisen, dass die Malletschen Berechnungen von unrichtigen Annahmen ausgehen.

Als durch Gilberts Untersuchungen die nordamerikanischen Lakkolithe bekannt und noch weitere Erfahrungen über die aktive Rolle des Magmas gewonnen wurden, vollzog sich ganz allmählich ein Umschwung und wieder eine Annäherung an die v. Buchsches Ideen.

In diesen steckt schliesslich ein richtiger Kern, wenn sie auch durch die Übertreibungen ihrer Anhänger in Misskredit gekommen waren.

Reyer (30) schliesst aus der schlierigen Beschaffenheit und Klüftung der Gesteine auf die Art und Weise des Ausbruchs. Die Lakkolithe sind in Ablehnung der Gilbertschen Auffassung Massenergüsse während der Sedimentation. Diese Ansicht hat jedoch wenig Anhänger gefunden. Seine Quellschuppentheorie ist bereits früher besprochen worden.

Reyer.

Stübelsche Vulkantheorie.

Neubelebt wurde die vulkanologische Wissenschaft durch Alphons Stübel. 1835—1904. (31).

Man hatte sich allmählich daran gewöhnt, das Magma als völlig passiv beim Zustandekommen vulkanischer Ausbrüche anzusehen. Demgegenüber betonte Stübel die Aktivität des Magmas aufs neue und folgte darin seinem Lehrer C. F. Naumann. Die vulkanische Kraft ist eine Energieerzeugung durch den Erkaltingsprozess. Dieselbe tritt nur einmal in einem engbegrenzten Abschnitt des Erstarrungsvorganges ein und besteht in einer Volumenvermehrung.

Stübel.

Stübel nahm zunächst an, dass eine solche mit der Kristallisation verknüpft sei, dass das Magma also zu den seltenen Ausnahmen gehöre, die, wie Eis, im kristallisierten Zustand spezifisch leichter seien als im flüssigen.

Später gab er jedoch zu, dass die vorübergehende Volumenvergrösserung noch vor der Kristallisation eintreten könne. Die Lehre von der Panzerdecke, von den erschöpflichen peripherischen Herden, sowie die von den monogenen Vulkanen sind folgerichtige Konsequenzen seiner Grundannahmen. Die Stübelsche Theorie ist bereits im Kapitel IX ausführlicher behandelt worden, so dass sich ein weiteres Eingehen auf dieselbe an dieser Stelle erübrigt. Sie entfachte einen heftigen Meinungsstreit — auf der Gegenseite stand vor allem Doelter (32) — und regte die Lösung einer Reihe weiterer Probleme an, die mehr und mehr in den Hintergrund getreten waren.

Die Spaltenfrage.

Seit Alexander v. Humboldt operierte die Geologie mit Spalten, die notwendig mit der Existenz von Vulkanen verknüpft sein müssten, ohne dass ein wirklicher Nachweis derselben erbracht worden wäre.

W. Branca.

W. Branca (33) wurde durch das Studium der schwäbischen Vulkanembryonen dahin geführt, dass die Vulkane unabhängig von präexistierenden Spalten auftreten.

Geikie.

Von Geikie (34) und vielen anderen Forschern wurden ähnliche Erfahrungen gemacht.

Auch die Spaltenfrage hat zu lebhaftem Meinungswechsel bis in die Gegenwart hinein geführt. Sie kann jetzt als im Brancaschen Sinn entschieden angesehen werden. Es kam hinzu, dass sich die Erfahrungen über die Extrusion fester Lavagebilde mehrten. Der Ausbruch des Mt. Pelé auf Martinique im Jahr 1902, der in Lacroix (35) einen ausgezeichneten Monographen fand, brachte Klarheit über die Bildung der steilen Dome aus kompakter Lava. So trat allmählich eine gewisse Reaktion gegen die Scropeschen und Lyellschen Lehren, die zur unumstrittenen Lehrmeinung geworden waren, ein und damit eine abermalige Annäherung an die v. Buchsches Theorien. Von den Schülern Brancas ist v. Knebel (36) am weitesten gegangen. Ihn ereilte inmitten der Lavawüsten Islands in der Askja 1907 ein tragischer, früher Tod, ehe er sein Werk vollenden und seine Ansichten klären konnte.

v. Knebel.

Erweiterung der Scropeschen Theorie.

Svante Arrhenius.

Nach anderer Richtung hin wurde das Scropesche Lehrgebäude weiter ausgebaut. Svante Arrhenius (37) nimmt an, dass die Bildung von Spalten mit einer Druckentlastung des darunter befindlichen Magmas, welches einen zentralen grossen Herd erfüllt, verknüpft sei. Dadurch werde dasselbe leichtflüssiger, dehne sich aus und steige in die Höhe. Das Wasser, von aussen kommend, trete in Gasform in das Magma ein. Das Wasser, welches bei tiefen Temperaturen eine schwache Säure oder Base ist, ist bei 1000° bereits eine 80mal stärkere Säure als die Kieselsäure. Diese wird aus ihren Verbindungen verdrängt. Bei der Abkühlung werden die Reaktionen rückläufig. Unter Dampfexplosionen erfolgt der Ausbruch. Die Schwierigkeit liegt in der Vorstellung, wie das Wasser in Gasform in das Magma gelangen soll. E. Suess (39) suchte den Zusammenhang zwischen vulkanischen und tektonischen Vorgängen aus der Erdkontraktion infolge säkularer Abkühlung abzuleiten. Die vulkanischen Erscheinungen sind die Folge der planetaren Entgasung. Die vulkanischen Gase, — unter diesen spielt der Wasserdampf die Hauptrolle, — wirken in weitestem Umfang aufschmelzend.

Suess.

Sie erzeugen auf diesem Wege Lava, welche zum Ausbruch gelangt. Die dem Magma von Anfang an beigemengten Gase werden als juvenile bezeichnet. Wenn juveniler Wasserstoff mit unbegrenzten Mengen

vadosen Wassers zusammentrifft, so kommt eine phreatische Explosion zu stande, wofür der Krakatauausbruch 1883 ein treffliches Beispiel war.

Weiter sind zu nennen die Studien von Daly (38), die in diesem Buch eine eingehende Würdigung erfahren haben u. a. m.

Daly.

Das Wasser im Magma.

Obschon seit Bunsen, St. Claire Deville, Daubrée, Fouqué und anderen die Gase im Magma Gegenstand chemischer Untersuchung waren, war doch ihre Natur noch recht wenig bekannt. Nur so ist es zu verstehen, dass Zweifel an der juvenilen oder vadosen Natur des vulkanischen Wassers möglich wurden. Diametral entgegengesetzt zu Suess leugneten W. L. Green und Brun (40) überhaupt jedes juvenile Wasser im Magma.

W. L. Green.
Brun.

Die Beweisgründe für ihre Ansichten sind schwerwiegender Natur. Eine Entscheidung dieser von Brun angeschnittenen Frage herbeizuführen ist zurzeit noch nicht möglich. Weitere Untersuchungen müssen abgewartet werden. Blickt man in die Geschichte des Vulkanismus zurück, so zeigt es sich, dass die Ansichten vielfach gewechselt haben, von einem Extrem verfielen sie in das andere. Einer späteren Zeit war es vorbehalten, die Wahrheit in der Mitte zu suchen. Brun vertritt einen solch extremen Standpunkt. Die allerneusten Untersuchungen von Day und Shepherd (41) haben das gänzliche Fehlen des Wassers in den primären Exhalationen des Magmas nicht bestätigt, sie haben andererseits aber das Zurücktreten gewisser vulkanischer Gase und Salze der Chlorgruppe am Kilauea erwiesen.

Day und
Shepherd.

Fraglos ist die Rolle des Wasserdampfes bei vulkanischen Ausbrüchen überschätzt worden. Die völlige Negierung desselben, wie Green und Brun es tun, schiesst nach der anderen Seite über das Ziel hinaus. Um das Urteil über die Brunsche Theorie noch einmal zusammenzufassen, hängt es lediglich von den chemischen Gleichgewichten der vulkanischen Gase ab, ob sich Wasserdampf bildet oder nicht. Es scheint die Zusammensetzung der vulkanischen Gase nicht überall die gleiche zu sein. Hieraus ergeben sich Verschiedenheiten, die vielleicht alle bisher bestehenden Widersprüche lösen lassen.

Kosmische Beziehung des Vulkanismus.

Durch statistisch-historische Untersuchungen hat man versucht, Gesetzmässigkeiten in der geographischen Verteilung der Vulkane und Beziehungen zwischen Vulkanausbrüchen und kosmischen Erscheinungen zu finden.

So kommt K. Schneider (42) zu dem Ergebnis, dass die Äquatorialzone die eigentliche Heimat der tätigen Vulkane in der Gegenwart sei,

K. Schneider.

und dass deren Häufigkeit gegen die Pole zu abnehme, und zwar ist die pazifische Hälfte der Erde reicher an Vulkanen als die atlantische.

Ferner suchte er festzustellen, dass die Vulkane, wie die Erdbeben, die grossen Dislokationsgebiete bevorzugen und sich mit Vorliebe dort einstellen, wo die Streichrichtung des Untergrundes sich ändere. Die Ursache aller dieser Erscheinungen sucht er in den Achsenschwankungen der Erde. An ähnliche Faktoren hat vor ihm bereits Milne gedacht.

Falb. Einen Einfluss auf die vulkanische Flutwelle und damit auf die Ausbruchshäufigkeiten schreibt Falb (43) der Attraktion von Sonne und Mond zu.

J. Jensen. J. Jensen (44) glaubt eine Beziehung zwischen vulkanischer Ausbruchshäufigkeit und dem Auftreten von Sonnenfleckenminima zu erkennen. Doch zeigte sich die gleiche Beziehung bei erneuter Untersuchung auch bei Sonnenfleckenmaxima.

Krebs. Ein Westwärtswandern der vulkanischen Tätigkeit infolge Gleitens der Erdkruste glaubt Krebs (45) zu erkennen.

Heilprin. Heilprin (46) nimmt eine gemeinsame Ursache für Vulkanausbrüche und Erdbeben an und Milne (47) weist auf das gleichzeitige Auftreten magnetischer Störungen hin, die nach Creak vielleicht eine Folge der Zusammenpressung des Magmas sind. Alle diese Untersuchungen leiden unter der Unvollkommenheit des statistischen Materials. Es ist eine dringende Forderung, erst die Unterlagen zu vervollkommen und die genauen Ausbruchdaten der Vulkane festzulegen. Erst dann wird man für die Aufdeckung derartiger Beziehungen einen besser gesicherten Boden gewinnen. Hier kann ein planmässiges Zusammenarbeiten aller Kulturstaaen eine fühlbare Lücke ausfüllen. Es ist daher sehr zu begrüessen, dass von den Akademien in Berlin, St. Petersburg und München auf Brancas Anregung (48) nunmehr die ersten Schritte dazu unternommen worden sind.

Reich an Problemen ist der Vulkanismus. Und wenn auch im Laufe der Zeit, wie dieser kurze Abriss des Entwicklungsganges der Ideen, die man sich von den vulkanischen Erscheinungen gemacht hat, lehrt, die Erkenntnis allmählich immer tiefer geworden ist, so bleibt noch manche Aufgabe zu lösen. Ein weites Feld ist der forschenden Tätigkeit hier noch offen.

Literatur.

1. K. A. v. Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. München und Leipzig 1899. Verlag von R. Oldenbourg.

2. K. Schneider, Zur Geschichte und Theorie des Vulkanismus. Prag 1908 bei Koch.

3. K. Sapper, Der gegenwärtige Stand der Vulkanforschung. Fortschritte der naturwissenschaftlichen Forschung. Herausgegeben von E. Abderhalden. II. Berlin und Wien 1911 bei Urban & Schwarzenberg. Nr. 7 u. 8. S. 115.
4. F. Ramsauer, Die antike Vulkankunde. Programm des Kgl. hum. Gymnasiums zu Burghausen 1905/06. Burghausen.
5. A. Serbin, Bemerkungen Strabos über den Vulkanismus und Beschreibung der den Griechen bekannten vulkanischen Gebiete. Inaug.-Dissert. Erlangen 1893.
6. G. A. Werner, Versuch einer Erklärung der Entstehung von Vulkanen durch die Entzündung mächtiger Steinkohlenschichten als ein Beitrag zur Naturgeschichte des Basaltes. Höpfners Magazin für die Naturkunde Helvetiens. IV. Zürich 1789. S. 240 ff.
7. K. A. Lotz, Vermutliche Ursachen des Erdmagnetismus und seine Störungen. Charlottenburg 1906.
8. Fr. Hoffmann, Eine neue Theorie über Erdbeben und vulkanische Erscheinungen. Strassburg 1907.
9. C. E. Dutton, Volcanos and radioactivity. Journ. of Geology 14. S. 259 bis 268. Chicago 1906.
10. G. D. Louderback, The relation of radioactivity to vulcanism. Journ. of Geology 14. S. 747—757. Chicago 1906.
11. Leopold v. Buch, Gesammelte Schriften. Herausgegeb. von J. Ewald, J. Roth und H. Eck. Berlin 1870 bei G. Reimer. Insbesondere: Von den geognostischen Verhältnissen des Trapporphys. II. 1870. S. 629—654. — Über die Zusammensetzung der basaltischen Inseln und über Erhebungskratere. III. 1877. S. 1—19. — Physikalische Beschreibung der kanarischen Inseln. Berlin 1825. III. 1877. S. 228—646. — Über Erhebungskratere und Vulkane. Gelesen in der Kgl. Akad. d. Wissensch. Berlin, 26. März 1885. IV. 1885. S. 292—308.
12. Alexander v. Humboldt, Über den Bau und die Wirkung der Vulkane. Berlin 1824; auch Kosmos IV.
13. Elie de Beaumont et Dufrenoy, Mémoire sur les groupes du Mont Dore et du Cantal et sur les soulèvements auxquels ces montagnes doivent leur relief. Ann. d. mines, 3. sér. III, Bull. Soc. géol. de France 1833, III, p. 205—274 und in in anderen Publikationen E. de Beaumonts.
14. Fr. Hoffmann, Über die geognostische Beschaffenheit der Liparischen Inseln. Pogg. Ann. d. Phys. u. Chem. 26. 1832. S. 81—88. Taf. IV. — Geschichte der Geognosie und Schilderung der vulkanischen Erscheinungen. Berlin 1838.
15. C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie. I. 1858. Leipzig bei Engelmann. S. 65—284.
16. H. Abich, Vues illustratives sur le Vesuv et l'Aetna. Paris 1836. — Deutsche Ausg.: Erläuternde Abbildungen geologischer Erscheinungen. Mit 10 Tfln. — Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen: I. Geologische Beobachtungen über die vulkanischen Erscheinungen in Unter- u. Mittel-Italien. Braunschweig 1841, nebst Atlas. — Geol. Forschungen in den Kaukasusländern. — II. Geologie des armenischen Hochlandes. Wien 1882, mit Atlas.
17. Joh. Steininger, Die erloschenen Vulkane an der Eifel und dem Niederrhein. Mainz 1820. — Neue Beiträge zur Geschichte der rheinischen Vulkane. Mainz 1821.
18. G. Poulett Scrope, Considerations on Volcanos, the probable causes of their phaenomena, the laws wich determine their march, the disposition of their products and their connexion with the present state and past history of the Globe. London 1825. 2. Edition 1862. Ins Deutsche übersetzt von A. v. Klöden. Berlin

1872. — On the Geology and extinct Volcanos of Central France, including the volcanic Formations of Auvergne, the Velay, and the Vivarais. London 1827. 2. Edition. London 1858. — On the Mode of Formation of Volcanic Cones and Craters. Quarterly Journ. Geol. Soc. Nov. 1859. S. 505—549.

19. Charles Lyell, Principles of Geology. 1830. On the strukture of Lavas consolidated on steep slopes and on the Etna. London 1859. — Über die auf steil. geneigter Unterlage erstarrten Laven des Ätna und über die Erhebungskratere. Mit Zusätzen und Änderungen des Verfassers übertragen von Herrn Roth, aus Philos. Transact. for 1858. 148. Part II. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 11. 1859. S. 149—250.

20. C. Prévost, Considerations générales et questions sur les éruptions volcaniques. Compt. Rend. Acad. Sciences. 1841.

21. Georg Hartung, Betrachtungen über Erhebungskrater, ältere und neuere Eruptivmassen nebst einer Schilderung der Insel Gran Canaria. Leipzig 1862.

22. E. Junghuhn, Java. II. Bd. Leipzig 1857.

23. F. Fouqué, Santorin et ses Eruptions. Paris 1879.

24. J. D. Dana, Characteristics of Volcanoes. London 1890.

25. K. v. Fritsch und W. Reiss, Geol. Beschreibung der Insel Tenerife. Ein Beitrag zur Kenntnis vulkanischer Gebirge. Winterthur 1868.

26. v. Seebach, Vorläufige Mitteilungen über die typischen Verschiedenheiten im Bau der Vulkane und über deren Ursachen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 18. 1868. S. 643—647.

27. R. Mallet, Volcanic energy: an attempt to develop its true origin and cosmical relations. Phil. Trans. Roy. Soc. of London 1873. 163 I. S. 147 ff. In deutscher Übersetzung von A. v. Lasaulx. Verh. d. nat. Ver. d. preuss. Rheinlande und Westfalens. 32 II. 1875. S. 125—271. — Eine Kritik von v. Lang findet sich Göttingische gelehrte Anzeigen, 1875 II. S. 1664.

28. J. Roth, Über die neue Theorie des Vulkanismus des Herrn R. Mallet. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 27. 1875. S. 550—573.

29. G. Tschermak, Der Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Sitzungsbericht d. K. Akad. d. Wissensch. Wien 75. Abt. I. S. 151—176.

30. E. Reyer, Beiträge zur Physik der Eruptionen. Wien 1877. — Theoretische Geologie. Stuttgart 1888.

31. A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897. — Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart. Leipzig 1901. Mit Textfiguren und einer Tafel in Farbendruck. Mitteil. a. d. Museum f. Völkerkunde zu Leipzig. — Die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Leipzig 1903. 1 Tafel, 53 Textabbildungen. — Das nordsyrische Vulkangebiet. Leipzig 1903. — Rückblick auf die Ausbruchperiode des Mont Pelé auf Martinique 1902/03 vom theoretischen Standpunkt aus. Leipzig 1904. — Die Vulkanberge von Kolumbia. Nach dem Tode des Verfassers ergänzt und herausgegeben von Th. Wolf. Dresden 1906 bei W. Bansch. — A. Stübel und W. Bergt, Der Vesuv. Leipzig 1909.

32. C. Dölter, Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz 1882. — Zur Physik des Vulkanismus. Sitzungsbericht K. Akad. d. Wissensch. Wien, Math.-naturw. Kl. 1903. 112. Abt. I. S. 681—705. — Physikalisch-chemische Mineralogie. Leipzig 1905. — Petrogenesis. Braunschweig 1906, sowie in zahlreichen anderen Publikationen.

33. W. Branco, Schwabens 125 Vulkanembryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren; das grösste Maargebiet der Erde. Jahreshefte des Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg. 1894 u. 1895. — W. Branca und E. Fraas, Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geo-

logie. Abhandl. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1901. 167 S. 1 Karte. — Das krypto-vulkanische Becken von Steinheim. Abhandl. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1905. Math.-phys. Kl. S. 1—64. 2 Tafeln. — Zur Spaltenfrage der Vulkane. Sitzungsbericht Kgl. Preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin. Phys.-math. Kl. 36. 1903. S. 757—778. — Vulkane und Spalten. Compt. Rend. X. Congrès Géol. Int. Mexico 1906. II. S. 985—1028. — Müssen Intrusionen notwendig mit Aufpressung verbunden sein? Sitzungsbericht Kgl. Preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin. 38. 1912. S. 707—735, sowie in anderen Abhandlungen.

34. A. Geikie, The ancient Volcanoes of Great Britain. 2 Bde. London 1897.

35. A. Lacroix, La Montagne Pelée et ses Eruptions. Paris 1904, sowie zahlreiche Publikationen über diesen Gegenstand von Anderson und Flett, Howey, Heilprin, die daselbst ausführlich zitiert sind.

36. W. v. Knebel, Der Vulkanismus. Osterwiek und in Einzelabhandlungen.

37. Svante Arrhenius, Zur Physik des Vulkanismus. Geologiska Föreningens in Stockholm. Föreläsningar 22. Stockholm 1900. S. 395—419.

38. R. A. Daly, The Nature of Volcanic Action. Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences. Vol. 47. Nr. 3. Juni 1911. S. 122. 5 Tafeln.

39. E. Suess, Antlitz der Erde. I—III.

40. W. L. Green, Vestiges of the molten Globe. II. 1887. S. 82.

41. Day und Shepard, L'Eau et les Gaz magmatiques. Com. Rend. 157. 1913. S. 958—961. Water and volcanic Activity. Bull. Geol. Soc. Am. 24. 1913. S. 573—606.

42. K. Schneider, vgl. 2 und Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911 bei Bornträger. S. 228—236.

43. R. Falb, Grundzüge zu einer Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche. Graz 1869. — Gedanken und Studien über den Vulkanismus. Graz 1875.

44. J. Jensen, Possible relation between sunspot minima and volcanic eruptions. Journ. and Proc. R. Soc. of N.S. Wales. Vol. 36. S. 42—60. — Possible relation between sunspots and volcanic and seismic phenomena and climate. Ebenda 38. S. 740—790.

45. W. Krebs, Vulkanismus zur See. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte zu Meran. Verhandl. 77. II₁. S. 184/85. Leipzig 1906. — Westwanderung seismischer und vulkanischer Aktivität. Phys. Zeitschr. XI. 1910. S. 55/56. — Der Zug nach Westen im ozeanischen Vulkanismus. Weltall 1905. S. 1 u. 15. — Über Beziehungen des Meeres zum Vulkanismus. Entgegnung von K. Sapper. Petermanns Geog. Mitteilungen. 1906. 52. S. 165—167.

46. A. Heilprin, The concurrence and interrelation of volcanic phenomena. Science 1906. S. 545.

47. F. Milne, Seismological observations and earth physics. The Geograph. Journ. 1903. S. 15 u. 24.

48. W. Branca, Ziele vulkanologischer Forschung. Sitzungsber. Kgl. Preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin 1913. 38. S. 810—856.

Ausser den bisher zitierten Werken sind noch folgende zusammenfassende Darstellungen der vulkanischen Erscheinungen zu nennen:

Ch. Daubény, Description of active and extinct volcanos, of earthquakes and of thermal Springs. London 1826 u. 1848.

G. Landgrebe, Naturgeschichte der Vulkane und der damit in Verbindung stehenden Erscheinungen. Gotha 1855. 2 Bde.

C. W. C. Fuchs, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig und Heidelberg 1865.

Julius Schmidt, Vulkanstudien. Leipzig 1874.

Pfaff, Die vulkanischen Erscheinungen. München 1874.

Ch. Darwin, Geologische Beobachtungen über vulkanische Inseln. Stuttgart 1877.

M. Ch. Vélain, Les Volcans ce qu'ils sont et ce qu'ils nous apprennent. Paris 1884.

P. Grosser, Geologische Betrachtungen auf vulkanischen Inseln. Naturhist. Verein der preuss. Rheinlande und Westfalens. 1899. 56. S. 50—68.

J. W. Judd, Volcanoes what they are and what they teach. London 1888.

Élisée Reclus, Les Volcans de la Terre. Bruxelles 1906. Société Belge d'Astronomie.

H. Haas, Die vulkanischen Gewalten der Erde und ihre Erscheinungen. Leipzig 1909.

G. Mercalli, I vulcani attivi della terra. Milano 1907.

A. de Lapparent, Volcans et tremblements de Terre. Paris 1912.

R. Brauns, Vulkane und Erdbeben. Leipzig 1913 bei Quelle & Meyer.

Ausserdem die wichtigsten Lehrbücher der Geologie.

Die zahlreichen Monographien einzelner Vulkane und Vulkangebenden werden im II. Bande ihre Berücksichtigung finden.

Die vulkanischen Ausbruchsdaten sind besonders gesammelt in:

Carl von Hoff, Über die Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. II. Bd. 1824.

W. C. Fuchs, Bericht über die vulkanischen Ereignisse von 1865—1871. Neues Jahrbuch f. Min. 1866—1872. Von 1872—1885 Tschermaks Min. Mitt. 1873—1887.

S. Knüttel, Von 1892—1893 Tschermaks Min. Mitt. 13 u. 14. 1892 u. 1895.

E. Rudolph, Von 1894 Tschermaks Min. Mitt. 16. 1897. — Zusammenstellung der vulkanischen Ereignisse bis zum Jahr 1894 Jahrb. d. Astronomie und Geophysik. Leipzig 1897. 7. S. 127—132, sowie andere Berichte über den Vulkanismus in dieser Zeitschrift.

F. de Montessus de Ballore, Éphémérides sismiques et volcaniques von 1902 an. — Ciel et Terre, Bruxelles 1903. 24 und in den folgenden Bänden.

Neuere Vulkankataloge finden sich endlich in:

G. Mercalli, I vulcani attivi della Terra. Milano 1907 und

K. Schneider, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Berlin 1911.

Eine besondere Zeitschrift für den Vulkanismus ist von E. Friedländer gegründet:

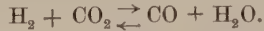
Zeitschrift für Vulkanologie, Band I. 1914.

Dietrich Reimer (Ernst Vohsen) Berlin.

Nachträge und Berichtigungen.

- S. 89, Zeile 3 v. o. lies Fluoriden statt Fluroiden.
- S. 110, Zeile 19 v. o. lies bei der Gleichgewichtsverschiebung von $\text{CO}_2 + \text{C} = 2 \text{CO}$
 $-q$ durch Druck $\frac{+}{-} \rightleftharpoons$, anstatt $\frac{+}{-} \leftarrow$.
- S. 116, Zeile 6 v. o. lies Wasserdampf statt Wasserstoff.
 Zeile 10 v. o. lies Deville statt Déville.
 Zeile 5 v. u. lies $3 \text{FeS} + 4 \text{H}_2\text{O}$ statt $\text{FeS} + 4 \text{H}_2\text{O}$.
- S. 117, Zeile 6 v. o. lies $K_{827}^0 = 0,046 \cdot 10^{-4}$, $K_{927}^0 = 0,29 \cdot 10^{-4}$,
 statt $K_{827}^0 = 0,0046 \cdot 10^{-4}$, $K_{927}^0 = 0,029 \cdot 10^{-4}$.
- S. 126, Zeile 11 v. u. lies Soufrière statt Sonfrière.
- S. 127, zu Daubrées Versuchen. J. Johnston und H. Adams „Ueber Daubrées Experiment und die Kapillarität in Beziehung auf gewisse geologische Probleme, Zentralbl. f. Min. 1914, Nr. 6, S. 171—183, und Observations on the Daubrée Experiment and Capillarity in Relation to certain geological Speculations, Journ. of Geology. Vol. XXII, 1. Jan.—Febr. 1914, S. 1—15“ kommen zu dem Ergebnis, dass eine Kapillarwirkung nur eintritt, wenn eine Trennungsfläche innerhalb der Poren vorhanden ist. Die Kapillarwirkung nimmt mit steigender Temperatur stetig ab und verschwindet vollständig bei der kritischen Temperatur. Daher scheint es kaum möglich, dass messbare Mengen meteorischen Wassers in heisse Gesteinsmassen eindringen können.
- S. 152, Zeile 16 v. o. lies Witim statt Witin.
- S. 155, Zeile 17 v. o. lies Andesite statt Adesite.
- S. 156, Zeile 17 u. 18 v. o. muss es heissen: Während die Eruptivgesteine des Oberdevons pazifisch sind, gehören die Diabase des Mitteldevons nach Brauns⁽⁴⁸⁾ zu den Alkalimagmen.
- S. 157, Abschnitt b „Die Appalachen“: Das Alter der Newark-Formation setzt Blackwelder, Handbuch der regionalen Geologie VIII₂, 1912, S. 33 dem Rhät äquivalent. Dem entsprechend ist die Gleichstellung mit der unteren Trias (Buntsandstein) zu korrigieren.
- S. 273, Zeile 5 v. u. lies Kayser statt Kaiser.
- S. 296, Zeile 20 v. u.: An Stelle der Bemerkung „Ich vermag nicht zu sagen“ usw. sei auf die späteren Ausführungen S. 487—491 verwiesen.
- S. 299, Literaturangabe Nr. 20 lies Kayser statt Kaiser.
- S. 374, Unterschrift zu Fig. 107 lies Namleigira statt Namleigiva.
- S. 437, Fig. 129 ist quer zu stellen, für diese richtige Stellung trifft die Legende zu.
- S. 567, zu „Brunsches Gesetz“. Nach Abschluss des Bandes erschien die wichtige Arbeit von Day und Shepherd, Water and volcanic Activity. Bull. Geol. Society of America, Vol. 24, December 1913, p. 573—606, Tafel 17—27. Wie schon mitgeteilt wurde, gelang es den beiden Forschern das erste Mal, vulkanische Exhalationen unmittelbar aus dem Lavasee Halemaumau am Kilauea aufzufangen,

ehe eine Vermischung mit der atmosphärischen Luft eingetreten war. Sie fanden darin erhebliche Mengen von Wasser, das sie als einen primären Bestandteil des Magmas ansehen. Die Exhalationen des Kratersees Halemaumau bestehen aus N_2 , H_2O , CO_2 , CO , SO_2 freier H_2 , S , Cl , F und vielleicht NH_3 . Weder Edelgase noch Kohlenwasserstoffe wurden nachgewiesen. Die gleichzeitige Anwesenheit von H_2 und CO_2 muss zur Wasserbildung führen:



Von besonderem Interesse ist ferner die Feststellung, dass die aufgefangenen Gase sich nicht im Zustand des Gleichgewichtes befanden und noch mit einer reagierten. Jede aufsteigende Gasblase zeigte die obigen Bestandteile in verschiedenen Mengenverhältnissen.

Die Day und Shepherdschen Untersuchungen haben also die Brunschen Ergebnisse nicht bestätigt.

Eine Reihe Argumente, die Brun als beweisend für das Fehlen des Wassers ansieht, finden nach beiden Forschern darin eine Erklärung, dass der Exhalation S , SO_2 und SO_3 beigemengt sind, die alle Erscheinungen, die der Wasserdampf hervorrufen müsste, verdecken. Aus demselben Grunde sind die Bestimmungen mit dem Taupunkthygrometer, vgl. S. 88, nicht einwandfrei, da die genannten Gase zum Teil wasserentziehende Eigenschaften besitzen, wie sich durch Gegenversuche mit diesem Instrument im Laboratorium zeigen liess.

Es wäre zur Klärung der Frage sehr wünschenswert, wenn ähnliche Untersuchungen auch an Salzfumarolen ausgeführt werden könnten.

S. 623, Fig. 205 lies in der Abbildung Des Cloizeaux statt Dir Cloizeauf.

Abgeschlossen März 1914.

Sachregister.

A.

- Aa-Lava 356. 371.
 Abkühlungsabsonderung der Eruptiv-
 gesteine 248.
 Abkühlungsprozess der Erde 17. 18.
 Abkühlungsdauer, Einfluss auf die Struktur
 der Eruptivgesteine 67.
 Abkühlungsdifferentiation 165.
 Absonderung, s. Klüftung 250.
 Absorption der Emanationen im Kalk 243.
 Abstau 191.
 Adams Druckversuche 24.
 Adergneise 183.
 Afrika, s. Magmaprovinz 158.
 Agglomeratlaven 402.
 Agglomerattuffe 404.
 Aiguille 492.
 Akratothermen 604.
 Akzessorische Bestandteile 69.
 Alaun 595.
 Alaunstein 595.
 Albedo des Mondes 649.
 Albtypus, s. Neck 210.
 Altaiden, europäische 156.
 Alunit 595.
 Alunogen 595.
 Amas, s. Stöcke 189.
 Anamorphismus, Zone des 27.
 Anhydrit 594.
 Anglesit 595.
 Anormale Dichten 50.
 Apalhraunlava 371.
 Aphthitalit 594.
 Apophysen 206.
 Aragonit 598.
 Arealeruptionen 435 ff.
 Ariégite 170.
 Arktische Sippe 153.

v. Wolff, Vulkanismus. I.

- Armorikanisches Gebirge 156.
 Ascensionsdifferentiation 165.
 Asche, vulkanische 385. 389.
 Aschenkegel 476. 481.
 Aschentuffe 404.
 Aspihomate 513.
 Aspikonide 513.
 Aspite, s. Schildvulkane 448.
 Assimilation 168—172.
 —, Physikalischer Vorgang 172.
 Atakamit 587.
 Ataxite 401.
 Atelit (Atelin) 587.
 Atlantische Magmen 131—135.
 — chemische Charakteristik 132.
 — mineralogische Merkmale 133.
 — Tabelle 140—143.
 — Verteilung, geographische 144.
 Atlantische Typen submariner Vulkan-
 bauten 282.
 Ätnaausbruch von 1669 531.
 Aufschlusstiefe der Vulkane 309. 311. 315.
 320. 322. 323. 327. 329.
 Aufschüttungskegel 476. 480.
 Aufschüttungstheorie 688.
 Auftrieb durch Gase 44.
 Aufstimmungshypothese 193.
 Auringipigment 590.
 Ausbrucherscheinungen 518 ff. 547.
 —, Systematik 527 ff.
 — effusive 529.
 — explosive 532.
 Ausbruchsöffnung 39.
 Ausdehnungskoeffizient der Gesteine und
 Gläser 48.
 Ausscheidungsfolge 54.
 Australien, s. Magmaprovinz 158.
 Avenida 396.

B.

Ballistische Hypothese 668.
 Baltischer Schild 154.
 Barysphäre 32.
 Basalte, s. Magmasippen 177.
 —, arktische 153.
 — von Schonen 430.
 — von Syrien 432.
 Basaltdecken von Patagonien 432.
 Bastardgesteine 169.
 Batholith 188.
 Batholithische Körper, Entstehung 191.
 Beben, vulkanische 521.
 Bechilit 589.
 Belastungsdruck der Gesteine 16.
 — des Wassers 16.
 Belonesit 588.
 Belonite 492.
 Bestandteile der Eruptivgesteine, helle und dunkle 70.
 Bildungsfaktoren der Struktur 65.
 Bimssteine 384.
 Binäre Silikatgemische 55.
 Bisomatische Laven 169.
 Bitterquellen 604.
 Bittersalz 594.
 Blasenbildung 359.
 Blasentheorie 669.
 Bleiglanz 591.
 Bleiglätte 592.
 Blöcke 381.
 Blocklava 371.
 Blowing cones 375.
 Blutsverwandtschaft der Gesteine 131.
 Bodenbewegungen, bradyseismische 525.
 Bodentemperatur 525.
 Bogosloffsinseln 295, 487.
 Bomben 382. 383.
 Borverbindungen 576. 588.
 Bosses, s. Stöcke 189.
 Bradyseismen 525.
 Bramidos 524.
 Breccien 401.
 Brockentuffe 404.
 Brotkrustenbomben 383.
 Bruchlose Umformung 21.
 Brunches Gesetz 86. 566. 693. 699.
 —, Beweise des 87. 90.
 Bruchzone 24.

Bunsens Theorie der Geysire 623.
 Bysmalith 189. 223.

C.

Calderaproblem 501.
 Calderen 454.
 Cancrinitzenit 155.
 Chalcedon 593.
 Chemische Umformung 22.
 Chinyero, Entstehung des Vulkans 520.
 Chloraluminat 586.
 Chlorgruppe 104. 561. 571.
 Chloride 585.
 Chloromanganokalit 587.
 Chloromagnesit 586.
 Chlorokalzit 586.
 Chloronatrokalit 585.
 Chlorothionit 596.
 Chlorverbindungen, s. Gasreaktionen 104.
 Chonolith 225.
 Christobalit 593.
 Cinérites 404.
 Cohenit 97.
 Columbia Lavaplateau 431.
 Compressive Extension 23.
 Consequina, Ausbruch 543.
 Coquimbit 595.
 Cordieritandesit und -Liparit 171.
 Coulées discontinués 402.
 Covellin 591.
 Cumulovulkan, homogener 486.
 Cupromagnesit 596.
 Cyanochrom (Cyanochroit) 596.

D.

Dalysche Hypothese 174.
 — der Spannungsverteilung 198.
 Daubrélit 97.
 Daubréesche Versuche 127. 211. 699.
 Deaconscher Chlorprozess 106.
 Deformation der Gesteine, elastische 21.
 —, chemische 22.
 Deformationsgeschwindigkeit 21.
 Dehnung bei Belastungsdruck 23.
 Dekkantrapp 432.
 Denudationsreihe der Vulkane 333.
 Denudation durch die Schwere 476. 648.
 Devillesche Gesetze 563.
 Dichte des Magmas 43.

Dichteanomalien 7.
 Dichteänderung durch Temperatur und Druck 48. 49.
 Dichteunterschiede von Kristallen und ihren Gläsern 46.
 Differentiation 160.
 —, magmatische 161.
 — durch die Schwere 161.
 — durch Temperaturunterschiede 162.
 — durch Druck 162.
 — durch Entmischung 163.
 — durch chemische Vorgänge 164.
 Dike (dyke), s. Gang 200.
 Dimorphin 590.
 Dissoziation des Magmas 52.
 Dolerophanit 596.
 Dolomit 598.
 Dome 482 ff. 490.
 Doppelvulkane 504.
 Driblet cones 375.
 Druckentlastung, Einfluss der — auf die Struktur der Eruptivgesteine 66.
 Druckverteilung in der Erde 16.
 — im Monde 642. 676.
 Duckstein 404.
 Durchschlagsröhren 207.
 Dyngjutypus der Schildvulkane 448.

E.

Einbruchscaldern 455. 457.
 Eisglanz 592.
 Eisenvitriol 595.
 Endotherme Prozesse 101.
 Energieerzeugung durch den Erkaltungsprozess 347.
 Entgasung 348.
 Erdatmosphäre 645
 Erdkern 6.
 Erdkruste, Durchschnitt 31.
 Erdrinde, Mächtigkeit 16.
 Erhebungskrater 686.
 Erhebungstheorie 685.
 Erosionscaldern 456.
 Erstarrung, glasige, des Magmas 52.
 Erstarrungskurven gesteinsbildender Mineralien 56.
 Eruption, zeitliche Folge 338.
 Eruptionen, sog. versuchte 522.
 —, submarine 252 ff.

Eruptionslakkolithe 441.
 Eruptionswolken, absteigende 391.
 —, Zusammensetzung 393.
 Eruptivader 206.
 Eruptivgesteine, Einteilung 135.
 —, Tabellen 136—143.
 Eruzioni fangose, s. Schlammströme 396.
 Erythrokalkzit 587.
 Erythrosiderit 587.
 Ethmolith 226. 227.
 Eurasiatischer Scheitel 154.
 Eutaxite 401.
 Eutaxitische Struktur 170.
 Eutektikum 53.
 Eutektische Strukturen 59.
 Exanthalose 594.
 Exhalationen 549 ff.
 —, Ausgangspunkte 551.
 —, langsame und sekundäre 553.
 —, Zusammensetzung 553. 560.
 —, chem. Gesetzmässigkeiten 562 ff. 581.
 —, Theorie 569.
 —, primäre 571; gestörte primäre Exhalationen 574.
 — im Ruhezustand 576.
 —, Klassifikation 577. 583.
 Exothermische Reaktionen 101.
 Explosionen, gemischte 536.
 —, halbvulkanische, indirekte, ultravulcanianische 545.
 Explosionsgraben 413.
 Explosionspunkt der Gesteine und Gläser nach Brun 85.
 Explosionsphase, der Schildvulkane 465.
 Extrusionsphase 10.
 Exzentrische Eruptionen 531.

F.

Federalaun 595.
 Feldspat, perthitischer 56.
 Felsnadel 492.
 Fifetypus des Neck 210.
 Filon, s. Gang 200.
 Filtrationsdifferentiation 167.
 Fladenlava 372.
 Flankeneruptionen 530.
 Flankenfumarolen 551.
 Fliesszone 24.
 Fluor, s. Gasreaktionen 108. 561.
 Fluorverbindungen 561. 587.

Flusspat 588.
 Formenergie 21.
 Fraktionierte Kristallisation 166.
 Fumarolen 550.
 Fussgranite 189.

G.

Gabbrozug von Neurode 439.
 Gahre 249.
 Gang 200.
 —, gemischte Gänge 205.
 —, Hakengänge 202.
 Gasanalysen von Chamberlin 73.
 —, von Brun 76.
 —, von Gautier 81.
 Gase, brennbare 562.
 Gase in Gesteinen 72. 95.
 —, bei submarinen Eruptionen 297.
 Gasgehalte, Vergleiche der 79. 80.
 Gasemanationen 80.
 Gasentwicklung, Gang der 84. 85.
 Gasreaktionen im Gestein 96.
 — im Magma 97.
 Gasgleichgewichte, magmatische 99. 101.
 Gasmaare 472.
 Geocoronium 646.
 Geographische Verteilung, s. Magmaprovinzen 154.
 Geologische Thermometer 40.
 Geothermische Tiefenstufe 13.
 Geräusche, unterirdische 524.
 Gesteine, vulkanisch lebendige und tote 84.
 Gesteinsbildende Mineralien, Schmelztemperatur 35. 36. 37.
 —, Umwandlungstemperatur 36.
 Gesteinsdichte und SiO_2 -Gehalt 134.
 Gesteinsfliessen durch Druck 22.
 Gesteinsgläser 36.
 Geysirapparate 622. 627.
 Geysire 603. 606 ff.
 —, Typus Old Faithfull 607. 608.
 —, Typus Excelsior 607.
 —, Typus Atami 607.
 —, Verbreitung 611 ff.
 —, Theorie 622 ff.
 Gibbssche Phasenregel 101.
 Giorgiosit 598.
 Gipfeleruptionen 529.
 Gips 595.
 Glaserit 594.

Glasige Strukturen 64.
 Glaslapilli 385.
 Glauberit 594.
 Glaubersalz 594.
 Gleichgewichtskonstante 101.
 Gleichgewichtsverschiebung 103.
 Glutwolken 391.
 Gondwanaland, s. Magmaprovinzen 158.
 Granulin 593.
 Graton-Lava 371.
 Gräben 277.
 Greisenbildung 244.
 Grönland, s. Magmaprovinzen 156.

H.

Hakengänge 202.
 Halemaumau 357.
 Halotrichit 595.
 Hawaiianische Tätigkeit 532.
 Hawaitypus 452.
 Hayesin 589.
 Helluhraunlava 372.
 Henrysches Absorptionsgesetz 97.
 Hieratit 588.
 Hohlräume, leere 25.
 Holokristalline Strukturen 62.
 Homakonide 513.
 Homaten, s. Wallberge 480.
 Hornblende, s. Opazitbildung 116.
 Hornfelse 241.
 Hornitos 375.
 Hybride Gesteine 169.
 Hydrostatischer Druck 20.
 Hydrozyanit 596.
 Hypokristalline Strukturen 62.

I. (J.)

Iddings Theorie, s. Klüftung 249.
 Igneous activity 4.
 Impfwirkung 60.
 Indirekte Eruptionen 94. 545.
 Injektionsmetamorphose 183.
 Injektionsverband 185.
 Intrusionsphase 10.
 Intrusionsniveau 186.
 Intrusion in die Tensionsschale 196.
 —, hypoabyssische 200.
 —, Mechanismus 204.
 Intrusivlager 214.

Intrusivkörper, hypoabyssische 214. 234. 235.
 Jökulhlaup 400.
 Jorullo, Entstehung 519.
 Juvenile Gase 129. 174.
 Juveniles Wasser 2. 93.
 Juvenile Bestandteile 118. 129. 174. 248.
 306. 387. 629. 631.
 Izalco, Entstehung 519.

K.

Kaledonische Region 155.
 Kalkkarbonat 597.
 Kanadischer Schild 157.
 Kaptypus des Neck 210.
 Karlsbader Therme 629.
 Karoodiabase 434.
 Katalysatoren 103.
 Katamorphismus, Zone des 26.
 Katapleütsyenit 155.
 Keramohalit 595.
 Kerntheorie von Rosenbusch 163.
 Kesseltäler 475.
 Kettung 145.
 Kilauea, s. Schildvulkane 458 ff.
 Kimberlite 170.
 Kimberlitpfeifen 327.
 Klasmatika 379 ff.
 Klinoenstatit 41.
 Klüftung 248.
 Klumpenlava 402.
 Kohlenoxysulfid 117.
 Kohlensäure 109. 573. 632. 647.
 Kohlensäurequellen 632.
 Kohlensäuregeysire 632.
 Kohlensäurespringquelle 633.
 Kohlensaurer Kalk, Gleichgewicht 41. 42.
 Kohlenstoffverbindungen, s. Gasreaktionen 109.
 Kohlenstoffgruppe 109. 561. 573.
 Kompressionsschale 19.
 Konglomerate, vulkanische 403.
 Konide 481.
 Konnate, s. vadoso Stoffe 118.
 Kontaktexplosion 212.
 Kontaktmetamorphose, thermische 240.
 — pneumatolytische 243.
 Kontaktminerale 241.
 — Bildungstemperaturen 242.
 Kontraktionsschübe 8.

Konvektionsströmung 161. 354.
 Konvektionsdifferentiation 165.
 Körnige Strukturen 64.
 Kotunnit 586.
 Krakatauausbruch 388. 544.
 Kraterfumarolen 551.
 Krater, reitende 662.
 —, Zwillingskrater, Doppelkrater 662.
 Kratermeer, s. Mond 655.
 Kraterreihen 414.
 Kremersit 587.
 Kristallapilli 385.
 Kristallhabitus 61.
 Kristallisationsgebiete 29.
 Kristallisationsdauer 62.
 Kristallisationsdifferentiation 166.
 —, Modifikationen der 167.
 Kristallisationsfolge der gesteinsbildenden Mineralien 54. 63.
 Kristallisationsvermögen der gesteinsbildenden Mineralien 60. 61.
 Kristalltuffe 404.
 Kristallregen 385.
 Krisuvigit 596.
 Kryptohalit 588.
 Kuppen 482.

L.

Lagergang 214. 216.
 Lagonit 588.
 Lakieruption 418.
 Lakkolithe 217 ff.
 —, Typen 220—224.
 —, Bildung, Theorie 229.
 —, Gesteine 229.
 —, Intrusionshorizonte 230. 231.
 —, Intrusionsmechanismus 233.
 —, Konkordante 184.
 Lakkolithische Differentiation 166.
 La Palma, oszillatorische Bewegungen 265.
 Lapilli 385.
 Lapillituffe 404.
 Larderellit 589.
 Las Pilas, Entstehung 520.
 Lava, Theorie des Ursprunges 125—129.
 —, Eruptionsfähigkeit 127.
 —, Definition 363. 364.
 —, Einteilung 364.
 —, Zerfall 365. 367.

Lava, Stromgeschwindigkeit 368.
 Lavaasche 386.
 Lavaausfluss, interkraterer 529.
 —, terminaler 529.
 —, subterminaler 529.
 Lavadorn 492.
 Lavafontäne 358.
 Lavakanäle 373.
 Lavakaskade 368.
 Lavaklumpenströme 402.
 Lavameere 375.
 Lavafropfen 361. 378.
 Lavaorgeln 375.
 Lavaschornsteine 375.
 Lavaschrammen 375.
 Lavasee d. Kilauea 40.
 Lavaströme 364 ff. 371.
 Lavatürme 375.
 Lavavulkane 448.
 Lawrenzit 97.
 Lewisian, Eruptionsperiode 155.
 Libration des Mondes 640.
 —, optische 640.
 — der Länge 640.
 — der Breite 640.
 — physische 640.
 Lichtemission glühender Laven 39.
 Liegendkörper 188.
 Linarit 596.
 Lineareruption 304. 306. 409.
 Lochkrater 454.
 Lockerprodukte 379 ff. 387.
 —, Sedimentation 396.
 Lösungskontraktion 50.
 Löwigit 595.
 Lyellsches Prinzip 3. 4.

M.

Maare 470 ff.
 Maartuffgänge 207.
 Mackenzies Theorie, s. Geysire 622.
 Magma, Begriff 3.
 —, Dichte 43.
 —, Physik.-chem. Natur 51.
 —, Dissoziation 52.
 —, Kristallisation 52.
 —, gasige Bestandteile 72. 96.
 —, salisches und simisches 125.
 Magmaglasasche 386.

Magmaprovinzen, geographische Verteilung 144. 154.
 Magmareihen, zeitliche Verteilung 159.
 Magmawechsel 178.
 Magmazone 28. 124.
 Magmatische Bestandteile 118.
 Magmatische Gasreaktionen 97. 104—118.
 Magnetit 592.
 Magnetkies 591.
 Magnesioferrit 593.
 Makkalube, s. Schlammvulkane 633.
 Mallets Vulkantheorie 690.
 Mallets Hypothese 128.
 Mammoth Hot Springs 617.
 Marianengraben 278.
 Marignazit 113. 588.
 Marsoid, s. hybride Gesteine 170.
 Mascagnin 594.
 Massenwirkungsgesetz 100.
 Matlockit 587.
 Mauna Loa, Ausbrüche 458.
 Maximale Abkühlung 18.
 Maximaler Schmelzpunkt 29.
 Mehrachsige Vulkane 504 ff.
 Melanothallit 587.
 Mellonit 586.
 Metavoltit 595.
 Meteoriten 9. 97. 677—678.
 Meteoritenmagma 97—98.
 Meteoritentheorie 668. 677.
 Miarolithische Struktur 359.
 Milchs Hypothese der Entstehung batholithischer Körper 195.
 Millerit 591.
 Mineralien hoher und niederer Temperatur 71.
 Mineralisatoren 70.
 Mineralquellen 248. 604.
 —, Theorie 605. 629.
 Mischkristalle Krisallisation der — aus dem Magma 53. 55. 56.
 Mischungszone Ampferers 7.
 Modifikationen der Kieselsäure 40.
 Mofetten 550. 632.
 Moissonit 97.
 Molekularvolumen 26.
 Molybit 587.
 Mond, s. lunarer Vulkanismus 649.
 Mondatmosphäre, Fehlen derselben 643.
 Mondgebirge 654 ff.

Mondgesteine 649.
 Mondlandschaft 670.
 Mondmeere 652. 653.
 Mondkrater 656.
 —, Dimensionen 661.
 Mondoberfläche 650.
 Mondrelief 652.
 Monogene Vulkanbauten 497.
 Monotrope Modifikationen 40.
 Moya, s. Schlammströme 396.
 Mte. Nuovo, Entstehung des 520.

N.

Natriumkarbonat 597.
 Nebengemengteile 69.
 Necks, vulkanische 207. 210.
 —, Intrusionsmechanismus 211.
 —, Tiefe 211.
 —, Bildungstemperatur 212.
 —, Bildungsursache 212. 213.
 Nernstsches Gesetz 59.
 Nernstsches Wärmethorem 102.
 Newarkformation 157. 434. 699.
 Nitride 589.
 Nordamerika, s. Magmaprovinz 157.
 Noseanite 382.
 Nuées ardentes 391.

O.

Odadahraun 367.
 Okklusion der Gase 96.
 Oldhamit 97. 116.
 Old Faithful Lavafontaine 357.
 Old Red, Eruptionszyklus 155.
 Opal 593.
 Opazitbildung 116.
 Ophiolithische Gesteine 273.
 Ordovician, Eruptionsperiode 155.
 Orogenetische Vorgänge, s. Tiefeninjektion 198.
 Osannsches System der petrographischen Klassifikation 130.
 Osmotische Theorie 175.
 Ostindien, s. Magmaprovinzen 158.
 Oszillatorische Bewegungen 265.
 — Ursachen ders. 266.
 Oxyde 592.

P.

Pahoe-hoe-Lava 356. 372.
 Palagonitformation 400. 410.
 Palmierit 595. 528.
 Paroxysmus 86. 528.
 Pazifische Magmen 131. 135.
 — chemische Charakteristik 132.
 — mineralogische Merkmale 133.
 — Tabelle 136—139.
 — geographische Verteilung 144.
 Pazifische Typen submariner Vulkane 276.
 Pechsteinproblem 91.
 Pegmatite 244—248.
 Pegmatitmineralien 245.
 Pegmatitstruktur 246.
 Peléanische Tätigkeit 540.
 Peleische Wolken 391.
 Peperintuff 404.
 Periklas 592.
 Peripherische Herde 127. 308.
 Petrographische Klassifikation 129. 130.
 — Provinz 131.
 Phakolith 228.
 Phase, vulkanische 11. 566.
 Phasentrennung 358.
 Phreatische Bestandteile 118.
 Pikromerit 594.
 Pinienwolke 542.
 Pipernolaven 401.
 Pipernostruktur 170.
 Pisolithtuffe 398.
 Pit crater 454.
 Plato, Kratermeer 655.
 Planetare Entgasung 129.
 Platzaustauschhypothese 193.
 Plinianische Tätigkeit 541 ff.
 Pneumatolyse 243. 244.
 Polygene Vulkanbauten 504.
 Porphyristruktur 64.
 Posilipptuff 404.
 Postvulkanische Erscheinungen 239. 579 ff.
 634.
 Präkambrium, Eruptionsperiode 155.
 Pressung 20.
 Prinzip von Gouy und Chaperon 162.
 Projektilwirkung, Theorie der vulkanischen 388.
 Pseudoaspite 496.
 Pseudokonide 496.
 Pseudobrookit 593.

Pseudokotunnit 586.
 Puzzolan 404.
 Pyrit 591.
 Pyroklastische Gesteine 400 ff.
 — Breccien 401.
 — Tuffe 403.
 — Tuffite 405.
 Pyroklastisches Material 362.
 Pyroteknit 594.

Q.

Quantitative petrographische Klassifikation
 der Amerikaner 130.
 Quarzbasalte 170.
 Quarzdiabase 170.
 Quellen, muriatische 604.
 Quellkuppen 365. 367. 484 ff.
 Quellkuppentheorie 484.

R.

Radioaktive Stoffe 8.
 —, Wärmeproduktion der 15.
 Randbögen, ostasiatische 16.
 Rapilli 385.
 Reaktionsgeschwindigkeit 103.
 Realgar 590.
 Reibungsbreccien 402.
 Reihenvulkane 303.
 Rekohte 129. 174.
 Reliefformen, geradlinige 662. 666.
 Resurgente Bestandteile 118. 387.
 Réztypus, s. Neck 210.
 Rhyolakkolith 223.
 Rhyolithplateau des Yellowstonepark 616.
 Richthofenreihe 179.
 Rieghheit 32.
 Riescalderen 474.
 Rieskessel 474.
 Ringgebilde 655 ff. 660. 667.
 Ringkrater 656.
 Ringwallberge 480.
 Ringwälle 655.
 Roches actives 84.
 Rotomahanasee, Sinterterrassen 620.
 Rücken 228.
 Ruidos subterraneos 524.
 Rumbo, s. Geräusche 524.

S.

Salband 201.
 Salmiak 106. 572. 585.
 Salse 637.
 Salzgehalt des Meeres 93.
 Sammelkristallisation 240.
 Sande, vulkanische 385.
 Sanidinite 382.
 Sassolin 588.
 Satellitische Injektion 336. 464.
 Säuerlinge 633.
 Sauerquelle 633.
 Scacchit 586.
 Schildvulkane 448 ff.
 —, Dyngju-Typus 448.
 —, Hawai-Typus 452.
 Schlacken 384.
 Schlackenagglomerate 402.
 Schlackenkegel 476. 481.
 Schlackensack 373.
 Schlackentuffe 404.
 Schlammströme 396. 399.
 Schlammprudel 633.
 Schlammvulkan 633.
 Schlegeler Diabaszug 440.
 Schmelzkurve 30. 44. 57.
 Schmelzintervall 36.
 Schmelzpunkt, Definition des 35.
 —, vulkanischer Gläser 35.
 —, gesteinsbildender Mineralien nach Day
 und Sosmann 36.
 —, nach Doelter 37.
 —, von Laven nach Brun 38.
 —, von Gesteinen nach Douglas 43.
 —, Verschiebung desselben 65. 66. 128.
 Schmelzwärme, latente 67.
 Schollendom 366.
 Schollenkratere 365.
 Schollenlava 371.
 Schreibersit 97.
 Schrumpfungswinkel 249.
 Schwefel 116. 561. 589.
 Schwefelgruppe 116. 550. 561. 589. 572.
 Schwefelwasserstoff 80. 117. 298. 553. 573.
 583.
 Schweißschlacken 402.
 Schwimmversuche von Doelter 44.
 Sellait 588.
 Serapistempel 265. 525.
 Shalers Theorie 217.

Shell of Compression 19.
 —, of Tension 19.
 Siderazot 113. **589**.
 Sill, s. Lagergang 214.
 Silvestrit 113. **589**.
 Skapolithite 382.
 Skarngesteine 243.
 Soda 597.
 Solfataren 550. 599 ff.
 Sommaauswürflinge 382.
 Soufflards 603.
 Spalten, vulkanische 24.
 Spaltenfrage 24. 691.
 Spalteneruptionen 409 ff.
 —, isländische 410. 411.
 —, känozoische 427 ff.
 —, mesozoische 432 ff.
 —, paläozoische und archaische 434.
 Spannungslose Niveaufläche 19.
 Spannungsverteilung auf der Erde 17.
 —, auf dem Mond 642. 676.
 Sphenolithe 226.
 Spine 492.
 Spratzkegel 375.
 Spratzlava 371.
 Stationäres Wärmegleichgewicht 15.
 Staublawinen 394.
 Staukuppen 365. 484 ff.
 — auf Lavaströmen 377.
 Sternschnuppen 677.
 Stickstoffverbindungen im Magma 97. 113.
 115. **589**.
 Stöcke 189.
 Stoneysche Hypothese 643.
 Stratovulkan 495 ff.
 Stratovulkantypen 496. 504. 514.
 Strebepfeilerberge 499.
 Stress 20.
 Strombolianische Tätigkeit 533.
 Strömungsröhren 373.
 Strömungsbögen 374.
 Strukturen der Eruptivgesteine 63. 64.
 Stübels Theorie **344**. 691.
 Sublimationsprodukte 585.
 Submarine Ablagerungen, Unterscheidungs-
 merkmale 254—258.
 —, im tieferen Meere 267. 272.
 —, im flachen Meere 268.
 Submarine Eruptionen 252 ff.
 —, Schauplatz 252.

Submarine Eruptionen, Bedeutung 253.
 —, in der geolog. Vergangenheit 254.
 —, Ausbruchsdaten 284—290.
 —, Begleitphänomene 292—298.
 Submarine Vulkanbauten 258 ff.
 —, Dimensionen 259. 260.
 —, Böschungswinkel 260.
 —, Volumen 262.
 —, Höhenwachstum 263.
 —, Innerer Bau 267.
 —, geograph. Verteilung 276 ff.
 —, Beziehung zu Korallenbauten 291.
 Submarine Vulkanformationen, devonische
 273.
 Substratum-Injektionshypothese 336.
 Suffionen 603.
 Sulfate 593.
 Sveinagjaausbruch 419.
 Sylvin 585.
 Syntektische Gesteine 169.

T.

Taborlava 401.
 Tahiti 467.
 Tamboro, Ausbruch 543.
 Taprolith 192.
 Tarawera, Ausbruch 421.
 Tarumaiiausbruch 487.
 Tau-Lava 372.
 Taxite 169.
 Tektite 125.
 Temperaturgesetz 14.
 Temperaturgradient 13.
 —, anormaler 14.
 Tenorit 592.
 Tensionsschale 19.
 Teplitzer Schlossberg 484.
 Tertiäre Gemische 59.
 Tertiärer Zyklus 144.
 Thebit, s. Mond 663.
 Thenardit 594.
 Thermometer, geologisches 40.
 Thermonatrit 597.
 Thermen 248. **603** ff. 628.
 Theophilus, s. Mondkrater 657.
 Tholoide, s. Kuppen 482.
 Tiefeninjektion 198.
 Tiefenzonen 26. 31.
 Tiefengliederung nach Suess 124.

Tongue, s. Apophyse 206.
 Topasizierung 244.
 Torsionsversuche 21.
 Toska 404.
 Transporttuffe 406.
 Trapp, sibirischer 433.
 Trass 404.
 Trassablagerungen 394.
 Tridymit 593.
 Triesnecker, Rillen bei 665.
 Trockentuff 406.
 Troilit 97.
 Tröpfchenkegel 375.
 Tuffagglomeratlaven 403.
 Tuffe 363. 396. 403. 404. 406.
 Tuffite 405.
 Tufflava 402.
 Typhons, s. Stöcke 189.

U.

Uebersättigung 60.
 — in binärem System 68.
 Ultravulcanianische Explosionen 545.
 Umarbeitungszone 7.
 Umformung, bruchlose 21.
 Umwandlungstemperaturen gesteinsbildender Mineralien 34. 36.
 Unterkühlung 60.
 Ursprung der Magmen 158.

V.

Vadose Bestandteile 118.
 Vadoses Wasser 2. 93.
 Variszisches Gebirge 156.
 Vaterit 598.
 Vein, s. Gang 200.
 Verteilung submariner Vulkane 276. 282.
 Versuchte Eruptionen 522.
 Verwitterungsgürtel 27.
 Villiaumit 587.
 Viskosität 65.
 Volcanic plug, s. Lavadom 492.
 Voltait 595.
 Volumendilatation Zone der 29.
 Volumenkontraktion Zone der 29.
 Vulcanianische Tätigkeit 539.
 Vortiefen 277.
 — Suess' Theorie 278.

Vulkane, Definition 3.
 —, Lage 23.
 —, Bauart 331.
 —, Verteilung 337.
 —, Entstehung neuer 518 ff.
 —, ineinandergesetzte 504 ff.
 — submarine 258.
 Vulkanbauten, rein effusive 448.
 —, rein explosive 470.
 —, gemischte 482.
 — submarine 258.
 Vulkanbögen 277.
 Vulkanesse 305.
 Vulkanherd 338 ff.
 Vulkanprofilkurven 478.
 Vulkanspalten 412 ff.
 —, isländische 417.
 Vulkanuntergrund, s. Aufschlusstiefe 309.
 Vulkanische Arbeitsleistung 388.
 — Explosion, Theorie 119.
 — Inseln, Entstehung 264.
 — Kraft 199.
 — Narbe 191.
 Vulkanischer Zyklus 11.
 —, Rekurrenz desselben 11.
 —, Tiefenstufen desselben 25.
 Vulkanismus, Begriff 1.
 —, Umfang 3. 4.
 —, Schauplatz 5.
 —, Beziehung zu anderen dynamischen Vorgängen 7. 8.
 — der Tensionsschale 183.
 — der Kompressionsschale 184.
 —, Erneuerung 360.
 —, Kleinformen 373 ff.
 —, lunarer 639 ff.
 —, kosmischer 677. 678.
 —, Geschichte 680 ff.
 —, kosmische Beziehungen 693.

W.

Wachstumsgeschwindigkeit 61.
 Wallberge 480.
 Wallkrater 656.
 Wargentín, s. Mondkrater 659.
 Wärmetheorem, Nernstsches 102.
 Wärmetönung 102.
 Wärmeverlust 351.
 Wärmequelle 353.

Wärmetransport 354 ff.
Wasser, Existenzbedingung 115.
Wassergehalt in Magma 87—91. 110. 115.
566. 567. 646. 675. **693**.
Wasserglasbildung 92.
Wasserstoff, s. Gasreaktionen 115.
Wassertuff 406.
Wiederaufschmelzen 173.
Wildbäder 604.
Wulstenlava 372.

Y.

Yellowstone Nationalpark, Geysirgebiet
615—619.

Z.

Zackenlava 371.
Zederbaumtypus, s. Lakkolith 221.
Zementationsgürtel 27.
Zentraleruption 304. **349**. **351**. 454 ff.
Zentralvulkane 303.
Zerrungsbögen 277.
— v. Richthofens Theorie 277.
Zerfallsreaktionen, radioaktive 15. 353.
Zersetzung der Gesteine 583.
Zinkblende 591.
Zinnober 591.
Zustand des Erdinneren 32.
Zweiphasenkonvektionsströmung 355.
Zwitterbildung 244.

Lehrbuch der Geologie

von Geh. Rat Dr. E. Kayser,
Professor an der Universität Marburg in Hessen.

In zwei Teilen.

I. Teil: Allgemeine Geologie.

Vierte Auflage.

Mit 611 Textabbildungen. Lex. 8°. 1912. geh. M. 22.40; in Halbfranz geb. M. 25.—.

II. Teil: Geologische Formationskunde.

Fünfte Auflage.

Mit 190 Textabbildungen und 97 Versteinerungstafeln.
Lex. 8°. 1913. geh. M. 22.—; in Halbfranz geb. M. 24.60.

Lehrbuch der praktischen Geologie.

Arbeits- und Untersuchungsmethoden
auf dem Gebiete der Geologie, Mineralogie und Paläontologie

von

Geh. Bergrat Prof. Dr. Konrad Keilhack.

Mit Beiträgen von

Prof. Dr. E. von Drygalski in München; Prof. Dr. E. Kaiser in Gießen; Prof. Dr. P. Krusch in Berlin; Prof. Dr. S. Passarge in Breslau; Prof. Dr. A. Rothpletz in München; Prof. Dr. A. Sapper in Tübingen und A. Sieberg in Straßburg im Elsaß.

Zweite völlig neubearbeitete Auflage.

Mit 2 Doppeltafeln und 348 Abbildungen im Text.
Lex. 8°. 1908. geh. M. 20.—; in Leinw. geb. M. 21.40.

Lehrbuch der Mineralogie

von

Geh. Rat Prof. Dr. F. Klockmann.

Fünfte und sechste verbesserte und vermehrte Auflage.

Mit zahlreichen Textfiguren. Lex. 8°. 1912. geh. M. 15.—; in Halbfrz. geb. M. 17.60.

Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

- | | |
|----------------------------|---------------------------------|
| A. Abhandlungen (4 Hefte). | B. Monatsberichte (12 Nummern). |
| Band 1—63. | pro Band M. 24.—. |
| A. Abhandlungen (4 Hefte). | B. Monatsberichte (12 Nummern). |
| Band 64 und 65. | pro Band M. 30.—. |

Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

Geh. Rat Prof. Dr. **F. Beyschlag**, Prof. Dr. **P. Krusch**
und Prof. Dr. **J. H. L. Vogt.**

— *Drei Bände.* —

I. Band.

Mit 291 Abbildungen. Lex. 8°. 1910. geh. M. 15.60; in Leinw. geb. M. 17.—.

II. Band.

Mit 175 Textabbildungen. Lex. 8°. 1913. geh. M. 22.80; in Leinw. geb. M. 24.40.

Der erste und zweite Band behandeln die **Erzlagerstätten**, der dritte Band wird die **Lagerstätten der Kohle, des Salzes und des Erdöls** zum Vorwurf der Bearbeitung haben.

Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze, Kalisalze, Kohlen und des Petroleums

von

Dr. B. Dammer und **Dr. O. Tietze.**

Mit Beiträgen von

Privatdoz. Dr. **R. Bärtling**, Kgl. Berginspektor Dr. **G. Einecke**, Prof. Dr. **F. Kaunhowen**, Prof. Dr. **P. Krusch**, Geh. Rat Prof. Dr. **O. Putz** und Geh. Rat Prof. Dr. **R. Scheibe.**

— *Zwei Bände.* —

I. Band.

Mit 57 Textabbildungen. Lex. 8°. 1913. geh. M. 15.—; in Leinw. geb. M. 16.40.

Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten

von Prof. Dr. **P. Krusch.**

Zweite, neubearbeitete Auflage.

Mit 125 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. geh. M. 17.—; in Leinw. geb. M. 18.40.

Der Erz- und Metallmarkt

von

Ingenieur A. HAENIG.

Lex. 8°. 1910. geh. M. 10.80; in Leinw. geb. M. 12.—.

Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika mit Einschluß von Alaska, Cuba, Portorico und den Philippinen nach Geschichte, Form, Inhalt und Entstehung auf Grund der Quellen

dargestellt von **Charles L. Henning,**

Mitglied der Geologischen Vereinigung und anderer gelehrten Gesellschaften.

Mit 97 Figuren und Karten im Text.

Lex. 8°. 1911. geh. M. 8.—; in Leinw. geb. M. 9.—.

Geologisches Wanderbuch

für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk.
Umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefer-
gebirges bis zur holländischen Grenze.

Von Privatdoz. Dr. R. Bärtling.

Mit 114 Textabbildungen. 8°. 1913. geh. M. 8.40; in Leinw. geb. M. 9.—.

Geologisches Wanderbuch

für den Thüringer Wald

von Dr. H. Franke

Professor in Schleusingen.

Mit 23 Textabbildungen. 8°. 1912. geh. M. 3.40; in Leinw. geb. M. 4.—.

Geologisches Wanderbuch

für Ostthüringen und Westsachsen.

Umfassend die Gebiete der Mittleren Zwickauer Mulde, der Pleisse,
der Weissen Elster und der Saale.

Von Rektor E. Kirste.

Mit 120 Textabbildungen und 1 Karte.

8°. 1912. geh. M. 5.40; in Leinw. geb. M. 6.—.

Geologisches Wanderbuch

für die Umgegend von Berlin

von Dr. Hans Menzel

Mit 1 farbigen Karte und 19 Textabbildungen.

8°. 1912. geh. M. 3.40; in Leinw. geb. M. 4.—.

Dünenbuch

Werden und Wandern der Dünen, Pflanzen-
und Tierleben auf den Dünen, Dünenbau.

Bearbeitet von

Prof. Dr. F. Solger, Prof. Dr. P. Graebner, Dr. J. Thienemann,
Dr. P. Speiser und Prof. F. W. O. Schulze.

Mit 3 Tafeln und 141 Textabbildungen.

gr. 8°. 1910. geh. M. 10.—; in Leinw. geb. M. 11.20.

Dieses Buch ist im besten Sinne ein populäres. Es wendet sich an die vielen Tausende,
welche alljährlich die Seebäder und die Küste besuchen.

Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands

in geologischer, lagerstättenkundlicher und bergwirtschaftlicher Beziehung.

Von Privatdoz. Dr. R. Bärtling.

Mit 19 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. geh. M. 6.40.

Kürzlich erschienen:

Lehrbuch der Erz- und Steinkohlenaufbereitung

von
H. SCHENNEN und **F. JÜNGST**
Oberbergrat und technisches Mitglied des Königl. Oberbergamts zu Clausthal o. Professor an der Bergakademie zu Clausthal
Mit 523 Textabbildungen und 14 Tafeln. Lex. 8°. 1913. geh. M. 30.—,
in Halbfrz. geb. M. 33.—.

Handbuch der Brikettbereitung

Von Geh. Bergrat Prof. Dr. G. Franke.

— Zwei Bände. —

I. Band:

Die Brikettbereitung aus Steinkohlen, Braunkohlen und sonstigen Brennstoffen.

Mit 9 Tafeln und 255 Textabbildungen.

Lex. 8°. 1909. geh. M. 22.—; in Leinw. geb. M. 23.60.

II. Band:

Die Brikettbereitung aus Erzen, Hüttenerzeugnissen, Metallabfällen und dergleichen, einschließlich der Agglomerierung. Nebst Beiträgen.

Mit 4 Tafeln und 79 Textabbildungen.

Lex. 8°. 1910. geh. M. 8.—; in Leinw. geb. M. 9.40.

Das Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes.

Unter Mitwirkung einer Anzahl Fachgenossen aus Anlaß des sechsten allgemeinen Deutschen Bergmannstages zu Hannover.

Herausgegeben von

Oberbergrat **H. Banniza**, Prof. Dr. phil. **F. Klockmann**,
Bergrat **A. Lengemann** und Bergrat **A. Sympher**.

Mit 22 Tabellen, 8 Abbildungen und 4 Karten als Beilage.

gr. 8°. 1895. geh. M. 6.—; in Leinw. geb. M. 7.—.

Das Materialprüfungswesen

unter besonderer Berücksichtigung der am königl. Materialprüfungsamte zu Berlin-Lichterfelde üblichen Verfahren im Grundriss dargestellt.

Unter Mitwirkung von Geh. Rat Prof. Dr.-Ing. **A. Martens**

sowie von **O. Bauer**, **W. Böttcher**, **H. Burchartz**, **G. Dalén**, **E. Deiss**, **G. Fiek**, **P. Heermann**, **E. Kedesdy**, **J. Marcusson**, **K. Memmler**, **F. Schwarz**, **S. Taczak** am königl. Materialprüfungsamte zu Berlin-Lichterfelde, ferner von **P. Maffla**, an der königl. sächsischen Mechanisch-Technischen Versuchsanstalt zu Dresden

herausgegeben von Prof. Dr. **F. W. Hinrichsen**.

Mit 215 Textabbildungen. Lex. 8°. 1912. geh. M. 18.—; in Leinw. geb. M. 19.40.

Die Umriss der Kristallflächen und die Anfertigung von Kristallmodellen

von Prof. Dr. **H. Franke**.

Mit 119 Textabbildungen und 26 Texttafeln. Lex. 8°. 1913. geh. M. 4.—.

551.21 W85 VOL



a39001



007036554b

551.21
W85
V.1

551 21 W85 VOL
WOLFF F L DER VULKANISMUS

INSERT BOOK
MASTER CARD
FACE UP IN
FRONT SLOT
OF S.R. PUNCH

MASTER CARD

GLOBE 90144-0



UNIVERSITY OF ARIZONA
LIBRARY

73-1

